

ISSN 2311-0902



Номер 16  
*Issue 16*

2015

# УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

*Ukrainian Hydrometeorological Journal*

Головний редактор  
С.М. Степаненко

У К Р А І Н С Ь К И Й  
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ  
Номер 16, 2015

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ

Рекомендовано до друку вченою радою Одеського державного  
екологічного університету, протокол №11, 26.11.2015 р.

**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, 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, с.н.с., 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, с.н.с., 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. Світличний**, 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. Школьнік**, 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, Інститут водних проблем РАН (Москва, Російська Федерація); **Я.М. Іваньо**, д-р техн. наук, проф., Іркутський державний аграрний університет ім. А.А. Єжевського (Російська Федерація)

**О.І. Маруніч** – відповідальний секретар, ОДЕКУ

U K R A I N I A N  
HYDROMETEOROLOGICAL JOURNAL  
(Ukrainiskij Gidrometeorologičnij Žurnal)

Issue 16, 2015  
SCIENTIFIC JOURNAL

Recommendations from Science Council of Odessa State  
Environmental University, protocol no. 11, 26.11.2015

**Editor-in-Chief**

**S.M. Stepanenko**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), prof., ODEKU  
(Odessa State Environmental University)

**Deputies of Editor-in-Chief**

**A.M. Pol'ovyi**, Dr. Sci. (Geogr.), prof., ODEKU  
**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. Berlinskiy**, Dr. Sci. (Geogr.), S.R.F., 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; **G.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. Polons'kyi**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Cor. Mem. NASU, Kyiv; **O.O. Svitlychnyi**, 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'chevs'kyi**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., Taras Shevchenko National University of Kyiv; **V. Khokhlov**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof., OSENU; **E.P. Shkol'nyi**, 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. Techn. Sci., Institute of Water Problems RAN (Moscow, Russian Federation); **Ya.M. Ivan'o**, Dr. Techn. Sci., Prof., A.A. Yezhevskiy State Agrarian University of Irkutsk (Russian Federation)

**O.I. Marunych** - Executive Secretary, OSENU

**Український гідрометеорологічний журнал:** Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. –  
Одеса: Вид-во ПП “ТЕС”, 2015. – №16. – 250 с.

“Український гідрометеорологічний журнал” є міжвідомчим виданням, у якому публікуються результати теоретичних та експериментальних наукових досліджень за напрямками метеорологія, кліматологія, агрометеорологія, гідрологія, океанологія і гідрографія, висвітлюються гідрометеорологічні аспекти моніторингу навколишнього середовища та сучасний стан окремих проблем у цих галузях. Для науковців та науково-педагогічних працівників, аспірантів та докторантів, а також фахівців, які працюють у цих галузях гідрометеорології.

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

**ISSN 2311-0902**

Журнал зареєстровано в Міжнародному центрі періодичних видань  
(Париж, Франція)

Наклад: 150 екземплярів

Друкується 2 рази на рік

The state registration of print media is **KB №9687**, originating date is  
21.03.2005

**ISSN 2311-0902**

Journal is registered in International centre of periodical publications  
(Paris, France)

Circulation: 150 copies

Issued : 2 times a year

Підписано до друку 26. 11. 2015 р.  
Гарнітура Times New Roman. 60x84 1/8.  
Папір офсетний. Друк на біндері.  
Умов. друк. арк. 29,06 . Замовлення № 882. Тираж 150 пр.

друкарня та видавництво “ТЕС”  
м. Одеса, вул.Канатна, 81/2  
тел. (048) 42-90-98, 42-89-72

**ЗМІСТ**

**CONTENTS**

**Гідрометеорологічні аспекти моніторингу  
навколишнього середовища**

**Hydrometeorological Aspects of  
Environmental Monitoring**

- Шевченко О.Г., Сніжко С.І., Данілова Н.О.* Забруднення атмосферного повітря міста Києва двоокисом азоту **6**
- Shevchenko O., Snizhko S., Danilova N.* Air pollution by nitrogen dioxide in Kiev city
- Gerasymov O.I., Andrianova I.S.* Towards theoretical modeling of the sand dunes motion **17**
- Gerasymov O.I., Andrianova I.S.* Towards theoretical modeling of the sand dunes motion
- Glushkov A.V.* Review of fundamental nuclear-geophysical researches in OSENU: I. Standard beta decay theory elements and new cooperative electron- $\beta$ -nuclear spectroscopy **24**
- Glushkov A.V.* Review of fundamental nuclear-geophysical researches in OSENU: I. Standard beta decay theory elements and new cooperative electron- $\beta$ -nuclear spectroscopy
- Юрасов С.Н., Горун В.В., Берлинский Н.А.* Верифікація моделі розповсюдження взвеси при дампинге ґрунта на морской подводный отвал **30**
- Yurasov S.M., Gorun V.V., Berlinsky N.A.* Verification of numerical simulation of suspended matter distribution under marine dumping process
- Glushkov A.V., Gubanova E.R., Khetselius O.Yu., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V.* Analysis and forecast of the environmental radioactivity dynamics based on methods of chaos theory: general scheme and some application **40**
- Glushkov A.V., Gubanova E.R., Khetselius O.Yu., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V.* Analysis and forecast of the environmental radioactivity dynamics based on methods of chaos theory: general scheme and some application
- Бунякова Ю.Я.* Нові географо-математичні концепції в задачах моделювання поширення шкідливих домішок в атмосфері **46**
- Bunyakova Yu.Ya.* New geography-mathematic approaches in the tasks of design of distribution of harmful admixtures in an atmosphere

**Метеорологія та кліматологія**

**Meteorology and Climatology**

- Удовенко О.І., Ковалец І.В.* Расчет осадков в период катастрофического паводка 21-27 июля 2008 года в Украинских Карпатах **51**
- Udoenko O.I., Kovalets I.V.* Calculation of precipitation during period of catastrophic flood 21-27 July 2008 in Ukrainian Carpathians
- Івус Г.П., Агайар Е.В., Семергей-Чумаченко А.Б., Гурська Л.М.* Універсальні сімейства розподілу Джонсона та їх використання для аналізу часових рядів швидкості приземного вітру **59**
- Ivus G.P., Ahayar E.V., Semergei-Chumachenko A.B., Hurska L.M.* Universal families of Johnson distributions and their use for analysis of time series of surface wind speed
- Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.* Функции диссипации турбулентной энергии в приземном слое атмосферы **67**
- Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu.* The function of the turbulent energy dissipation in the atmospheric surface layer
- Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С.* Майбутні зміни клімату та їх вплив на режим опадів та температури в Україні **76**
- Khokhlov V., Yermolenko N.* Future climate change and its impact on precipitation and temperature in Ukraine
- Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V., Mansar-liysky V.F.* The earth angle moment balance, low-frequency atmospheric processes and radiowaveguides: II. Application of an advanced non-stationary theory for different forms of atmosphere circulation **83**
- Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V., Mansar-liysky V.F.* The earth angle moment balance, low-frequency atmospheric processes and radiowaveguides: II. Application of an advanced non-stationary theory for different forms of atmosphere circulation
- Ковылин Г.Д., Берников И.С., Василишин В.Н.* Метеорологическое обеспечение задач гражданской обороны **89**
- Kovylin G.D., Bernikov I.S., Vasilishin V.N.* Meteorological service for civil defense tasks

### Агrometeorологія

### Agrometeorology

- Польовий А.М., Божко Л.Ю.* Теплові ресурси України в умовах зміни клімату **99**  
*Pol'ovyyu A.M., Bozhko L.Yu.* Thermal resources of Ukraine in the conditions of climate change
- Бінковська Г.В., Шаніна Т.П.* Відходи рослинництва у сільському господарстві Одеської області: перспективи для виробництва біогазу **107**  
*Binkovska G.V., Shanina T.P.* Agricultural plant residues in the Odessa oblast: perspectives for biogas production
- Польовий А.М., Барсукова О.А.* Вплив змін клімату на темпи розвитку ярого ячменю в Україні **113**  
*Pol'ovyyu A.M., Barsukova E.A.* Modified climate influence on tempt development of spring barley in Ukraine
- Свидерська С.М.* Оцінка продукційного процесу картоплі в умовах зміни клімату в Східному та Західному Лісостепу **120**  
*Svyderska S.M.* Evaluation of the production process of potato in a changing climate in the Eastern and Western Forest-Steppe
- Польовий А.М., Божко Л.Ю.* Вплив кліматичних змін на режим зволоження вегетаційного періоду в Україні **128**  
*Pol'ovyyu A.M., Bozhko L.Yu.* Influence of climatic changes on mode of moistening of vegetation period in Ukraine
- Польовий А.М., Микитюк О.Ю.* Моделювання емісії парникових газів із органічних ґрунтів (PEAT-GHG-MODEL) **141**  
*Pol'ovyyu A.M., Mykytiuk A.Yu.* Modelling greenhouse gas emission from organic soils (PEAT-GHG-MODEL)

### Гідрологія суші та гідроекологія

### Land Hydrology and Hydroecology

- Дас М.Є., Лобода Н.С.* Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Куяльницького лиману **149**  
*Daus M.E., Loboda N.S.* Main tendencies of climate factors changes within Kuyalnik liman drainage basin
- Шакірманова Ж.Р.* Оцінка стану Хаджибейського лиману і прогнозування можливих рівнів води у ньому **156**  
*Shakirmanova Zh.R.* Assessment of Hadzhibeysky estuary and forecasting possible water level in it
- Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Овчарук В.А.* Удосконалення розрахунково-нормативної бази в галузі максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль: проблеми і можливі шляхи їх вирішення **164**  
*Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Ovcharuk V.A.* Development of calculated and normative framework in the field of maximum runoff of rain and spring flood: problems and possible solutions
- Serbov N.G., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A., Grushevsky O.N.* Wavelet and multifractal analysis of the nonlinear structures in chaotic processes for hydroecological systems **171**  
*Serbov N.G., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A., Grushevsky O.N.* Wavelet and multifractal analysis of the nonlinear structures in chaotic processes for hydroecological systems
- Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С., Македонська Ю.А.* Водний баланс системи оз.Ялпуг-Кугурлуй (в період 2006-2014 рр.) **176**  
*Gopchenko E.D., Medvedeva J.S., Makedonskay J.A.* Water balance systems of lakes Yalpuh – Kugurluy (in the period 2006-2014 yy.)
- Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Serbov N.G., Buniakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V., Solyanikova E.P.* Modelling and forecasting the hydroecological systems pollution dynamics by using a chaos theory methods: II. Advanced chaos data on pollution of the Small Carpathians river's watersheds **184**  
*Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Serbov N.G., Buniakova Yu.Ya., Buyadzhi V.V., Solyanikova E.P.* Modelling and forecasting the hydroecological systems pollution dynamics by using a chaos theory methods: II. Advanced chaos data on pollution of the Small Carpathians river's watersheds
- Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Вплив змін клімату на водні ресурси водозбору Куяльницького лиману у сценарних кліматичних умовах **189**  
*Loboda N.S., Bozhok Y.V.* Impact of climate change on water resources of Kuyalnik Liman catchment in scenario climate conditions

- Шакірманова Ж.Р., Медведєва Ю.С., Янева М.Д.* Розрахунок складових водного балансу озера Китай (за період 2008-2014 рр.) **196** *Shakirzanova Zh.R., Medvedeva Y.S., Yaneva M.D.* Calculation of water balance China lake (between 2008-2014 yy.)
- Колісник А.В.* Сучасний стан якості вод басейну річки Дністер на транскордонних ділянках **202** *Kolisnyk A.V.* Current situation of water quality Dniester river basin in transboundary areas
- Корягіна О.С.* Визначення приходних складових водного балансу Каховського водосховища **209** *Koryagina O.S.* Determination of constituents receipt Kakhovka reservoir water balance

**Океанологія та морське  
природокористування**

**Oceanography and  
Sea Nature Management**

- Бардан С.И., Долгоносоев Б.Н., Сербов Н.Г.* Физические основы устойчивости слоистых структур области река-море (на примере Кольского залива) **215** *Bardan S.I., Dolgonosov B.M., Serbov N.G.* Physical fundamental of layered structure stability of river-sea region (on the example of the Kola Bay)
- Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В., Лобода Н.С.* Оценка влияния условий водообмена с морем на изменчивость уровня и солености воды в Тилигульском лимане **232** *Tuchkovenko Yu.S. Kushnir D.V., Loboda N.S.* Estimation of the influence of conditions of water exchange with the sea on the water level and salinity variability in the Tyligulsky lagoon
- Монюшко М.М.* Особенности распределения биогенных веществ в различных акваториях Северной Атлантики **242** *Moniushko M.M.* The distribution of biogenic substances in waters of the North Atlantic

PACS: 92.60.Sz Air quality and air pollution

**ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТА КИЄВА ДВООКИСОМ АЗОТУ****О.Г. Шевченко**, к. геогр. н., **С.І. Сніжко**, д. геогр. н., **Н.О. Данілова***Київський національний університет імені Тараса Шевченка  
Україна, 01601, м. Київ, вул. Володимирська, 64/13, tempo2007@meta.ua*

В статті описані основні джерела надходження двоокису азоту в атмосферне повітря великих міст. Розглянуто часову динаміку середньорічних концентрацій двоокису азоту в атмосфері м. Києва, проаналізовано рівень забруднення повітря цією домішкою в різних частинах міста, встановлено повторюваність випадків перевищення двоокисом азоту максимально-разової та середньодобової гранично допустимих концентрацій. Найвищі концентрації двоокису азоту спостерігалися в центральній частині міста в деякі місяці теплого періоду. Частота випадків перевищення ГДК в повітрі зазвичай досягла 50%, а в теплий сезон 2012 р. концентрація  $\text{NO}_2$  в повітрі була дуже високою і перевищувала ГДК в 100% випадків на всіх станціях моніторингу. Дослідження показали, що в теплий сезон року в повітрі м. Києва регулярно спостерігаються підвищені концентрації двоокису азоту, які є прекурсорами фотохімічного смогу, що при сприятливих метеорологічних умовах може призвести до формування цього негативного феномену в атмосфері міста.

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

**1. ВСТУП**

Забруднення атмосферного повітря урбанізованих територій останнім часом викликає все більше занепокоєння, адже, з одного боку у великих містах його постійного негативного впливу зазнає величезна кількість людей, з іншого боку – в структурі основних забруднювачів міст зростає частка пересувних джерел, зниження викидів від яких у міському середовищі пов'язано з низкою труднощів. Проблема перевищення нормативів вмісту двоокису азоту в атмосферному повітрі характерна для багатьох великих міст світу. Як свідчать дані моніторингу Гідрометслужби, в останні роки більш ніж у половині міст України, у яких здійснюється моніторинг двоокису азоту в повітрі, середньорічні концентрації даного забруднювача перевищують ГДК. Особлива небезпека високого вмісту цієї речовини у повітрі пов'язана з тим, що вона може здійснювати не лише безпосередній негативний вплив на здоров'я людини, а також за сприятливих умов брати участь у фотохімічних реакціях та призводити до формування смогу. Саме тому в усьому світі активно досліджують джерела надходження двоокису азоту в повітря, особливості його просторово-часового розподілу у великих містах, перебіг фотохімічних перетворень за його участю [1, 4, 6–8, 10, 13–16, 18–21] та намагаються знайти шляхи вирішення цієї серйозної проблеми.

**2. АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

Вивченню якості атмосферного повітря міст України останнім часом приділяється все більше уваги [3, 5, 10]. Більшість робіт присвячені комплексній оцінці

рівня забруднення окремих міст або регіонів, в яких серед інших домішок також розглядається вміст двоокису азоту в атмосферному повітрі. Проте, окремі роботи українських вчених сфокусовані на дослідженні лише цієї домішки. Наприклад, в [6] запропоновано методику прогнозу забруднення повітря міста двоокисом азоту, а Маренко А.Н. з колегами [7–8] досліджували сполуки азоту в приземному шарі повітря біля автомагістралей Києва. І хоча останні дослідження проводилися якраз у столиці, проте їх результати відображають особливості зміни концентрацій та перебіг фотохімічних перетворень сполук азоту лише у безпосередній близькості до автомобільних шляхів. В наших попередніх дослідженнях, що були присвячені забрудненню атмосферного повітря м. Києва [10], також розглядалися деякі особливості просторово-часового розподілу концентрацій двоокису азоту в атмосферному повітрі міста в 2003–2006 рр., проте для вивчення двоокису азоту, як прекурсорі фотохімічного смогу та встановлення ймовірності виникнення цього явища в атмосфері м. Києва необхідно використовувати інформацію про сучасний стан забруднення повітря міста даною домішкою та особливості її просторово-часового розподілу в повітрі міста в останні роки, а результати таких досліджень на сьогоднішній день відсутні.

**2.1 Матеріали та методи досліджень**

Для виконання даної роботи було використано матеріали строкових спостережень Державної гідрометеорологічної служби України за вмістом двоокису азоту на 14 із 16 постів спостереження за забруднен-

ням (ПСЗ) м. Києва за період 2008–2012 рр. Дані ПСЗ № 10 (вул. Межигірська, 56/60 (Поділ, поблизу ст.м. Тараса Шевченка)) та ПСЗ № 20 (Московська площа) не використовувалися нами через відсутність вимірювань протягом більшої частини обраного для досліджень періоду. Багаторічна динаміка забруднення атмосферного повітря міста двоокисом азоту аналізувалася за даними ЦГО – використана інформація про середньорічні концентрації за період з 1985 по 2012 рр.

З метою вивчення основних джерел надходження двоокису азоту нами було проаналізовано вітчизняну та зарубіжну наукову літературу, присвячену даній проблемі.

### 3. ВИКЛАД ОСНОВНОГО МАТЕРІАЛУ

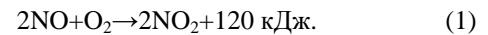
*Джерела надходження двоокису азоту в атмосферне повітря.* Діоксид азоту за класифікацією забруднювальних речовин належить до групи основних – це речовини, що входять до складу викидів більшості стаціонарних джерел шкідливих домішок. Діоксид азоту є одним з пріоритетних забруднювачів повітря великих міст, належить до речовин третього класу небезпеки\*. Тривалість його максимального перебування в атмосфері становить близько 3 діб. Його характерне рудувато-коричневе забарвлення можна часто побачити над трубами підприємств, за що його називають «лисячий хвіст».

Усі джерела надходження двоокису азоту в атмосферне повітря за різними ознаками можна поділити на кілька груп. Перш за все, виділяють антропогенні та природні джерела. Природними джерелами цього забруднювача є лісові, торфові та вугільні пожежі, вулканічна діяльність, мікроорганізми, незначна кількість цього газу надходить в атмосферне повітря також від розрядів блискавок. Якщо стосовно надходження двоокису азоту в планетарному масштабі, можна знайти різні дані про внесок кожного виду з цих джерел, то суттєве переважання антропогенних джерел у великих містах на сьогодні не викликає жодних сумнівів.

Усі антропогенні джерела надходження даної домішки в повітря можуть бути розподілені на стаціонарні та пересувні. Крім того, двоокис азоту може не лише надходити в атмосферу безпосередньо від джерел викидів, він також може утворюватися в самій атмосфері з речовин-попередників. Одним із основних джерел безпосереднього надходження  $\text{NO}_2$  в атмосферу є спалювання органічного палива за температур, що не перевищують  $600^\circ\text{C}$  (за вищих температур відбувається руйнування двоокису азоту). Це

може відбуватися в двигунах внутрішнього згорання, при спалюванні органічного палива на ТЕС та в різноманітних промислових процесах. Ці ж процеси є також і джерелами надходження речовин-попередників – сполук азоту, основним серед яких є оксид азоту. Надходження в атмосферне повітря оксиду чи двоокису азоту залежатиме, перш за все, від температури в камері згорання, а концентрація оксидів азоту у викидах – ще й від вмісту в ній вільного кисню.

Двоокис азоту ( $\text{NO}_2$ ) та оксид азоту ( $\text{NO}$ ) в атмосферній хімії прийнято називати оксидами азоту ( $\text{NO}_x$ ). Джерелами оксидів азоту, що утворюються в процесі горіння, є молекулярний азот повітря, що використовується в якості окиснювача при горінні та азотовмісні компоненти пального. Моноксид азоту  $\text{NO}$  в середньому становить близько 95–99 % від загальних викидів  $\text{NO}_x$ , в той час на токсичніший  $\text{NO}_2$  припадає не більше 1–5 %. Після викидів в атмосферу моноксид азоту легко реагує з киснем повітря з утворенням  $\text{NO}_2$

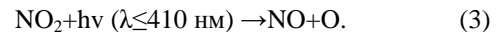


Цей процес є зворотним, проте за нормальних умов хімічна рівновага зміщена в сторону діоксиду.

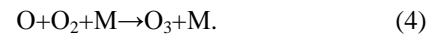
Також можливе перетворення за участю неметалічних вуглеводнів (NMHC)



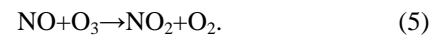
На концентрацію  $\text{NO}_x$  в повітрі великих міст суттєво впливають їх перетворення за участю озону. Під дією сонячної радіації та підвищених температур повітря відбувається фотоліз  $\text{NO}_2$



Атомарний кисень  $\text{O}$ , що утворився взаємодіє з молекулярним  $\text{O}_2$  – в результаті чого утворюється озон



Далі молекула озону може бути зруйнована в результаті взаємодії з  $\text{NO}$



Реакції (3) – (5), власне, описують формування фотохімічного смогу за участі одного з видів з його прекурсорів – сполук азоту. Як видно з (3) – (5) – це замкнений цикл, що може досягнути стаціонарного стану за сталих концентрацій реагентів та відповідних умов. Відповідно для зміни концентрацій однієї зі складових необхідним є додаткове джерело іншої. Крім рекомбінації атомарного кисню  $\text{O}$  з молекулярним  $\text{O}_2$ , джерелом озону в тропосфері можуть бути цикли окислення метану ( $\text{CH}_4$ ) та монооксиду

\* клас небезпеки змінено згідно постанови Головного державного санітарного лікаря України від 4.06.2010 р. № 18.

вуглецю CO, а також надходження його в атмосферу безпосередньо від джерел забруднення [12]. Оскільки, швидкість реакцій (4) та (5) залежить від температури, а перебіг реакції (3) перебуває у прямій залежності від сонячної радіації, то для їх перебігу в атмосфері необхідні відповідні метеорологічні умови – достатня кількість сонячної радіації з довжиною хвиль менше 410 нм, температура повітря вище 18°C (оптимально 25–35°C), а також – низька відносна вологість повітря та штиль або слабкий вітер (до 2 м/с).

Зв'язки між оксидами азоту можуть бути виражені через коефіцієнт трансформації (КТ) оксиду азоту в діоксид азоту:

$$KT=[NO_2]/[NO_x].$$

Розрахунок значень КТ в реальних умовах при концентраціях оксидів азоту підтвердив положення про те, що повної трансформації оксиду азоту в діоксид фактично не спостерігається, тому в розрахунках розсіювання оксидів азоту в атмосферному повітрі слід враховувати частковий ступінь трансформації оксиду азоту в діоксид. За даними [1] однією з причин підвищеного вмісту двоокису азоту в літній період є значно вищий ніж взимку ступінь трансформації оксидів азоту, що, наприклад, для міста Стерлітамак, становить 86 %.

Стосовно первинних джерел надходження двоокису азоту, то крім тих, про які вже згадувалося вище, до них ще належать підприємства хімічної промисловості, виробництво мінеральних добрив, вибухових речовин, нітратної кислоти, бактеріальний розклад силосу та ін., а у великих урбанізованих містах де переважають викиди від автомобільного транспорту – дизельні автомобілі – викиди NO<sub>2</sub> в результаті їхньої експлуатації значно вищі, порівняно з бензиновими автомобілями. Була проведена ціла низка досліджень з метою з'ясування надходження первинного двоокису азоту від пересувних джерел у міському середовищі у різних європейських країнах [14–16, 19–21] і в результаті було встановлено, що зростання частки двоокису азоту у співвідношенні NO<sub>2</sub>/NO<sub>x</sub> від пересувних джерел переважно зумовлене зростанням використання дизельних сажевих фільтрів (diesel particulate filters) та каталізаторів окислення (oxidation catalysts), а також зростанням кількості дизельних автомобілів у загальному автопарку міст. Деякі дослідження свідчать, що для бензинових автомобілів частка первинних викидів NO<sub>2</sub> становить близько 5 %, в той час як для автомобілів з дизельними двигунами, що не оснащені новітніми установками для очищення вихлопних газів цей показник дорівнює 10–13 % [16, 18, 20]. Дані [19] є ще менш оптимістичними – згідно цього дослідження надходження первинного двоокису азоту від бензинових

легкових автомобілів – знаходиться в межах 7 %, в той час як для таких же дизельних автомобілів з каталізаторами окислення – в межах 30–60 %.

Не зважаючи на введення більш жорстких нормативів вмісту оксидів азоту в атмосферному повітрі європейських міст у 2008 р., і навіть деяке зниження концентрацій цих забруднювачів, для багатьох великих міст високі концентрації NO<sub>2</sub> в атмосферному повітрі все ще лишаються серйозною проблемою. За даними [13] у великих містах концентрації двоокису азоту можуть досягати дуже високих значень. На рис.1 представлено дані про концентрацію двоокису азоту у стовпі повітря, що отримані за допомогою газоаналізатора SCIAMACHY, встановленого на борту супутника ENVISAT [13]. На карті чітко видно підвищений вміст забруднювача над великими містами (в тому числі, над Києвом), над потужними вугільними басейнами, де високий вміст двоокису азоту може бути спричинений спалюванням супутніх газів на місті видобутку сировини та над промисловими агломераціями (наприклад, над Запорізькою та Дніпропетровською), де суттєвим є внесок промислових джерел [13].

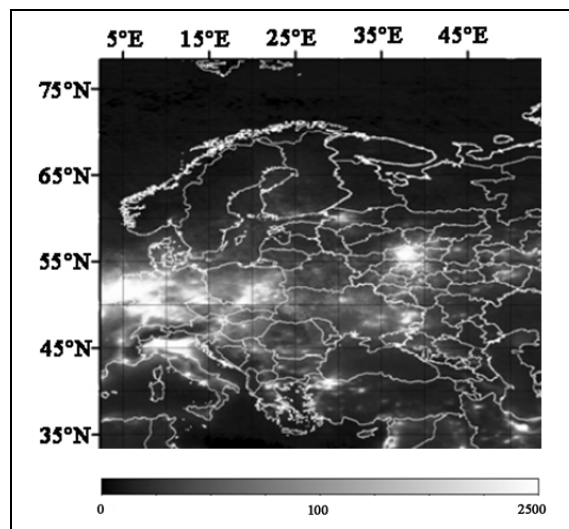


Рис. 1 – Середній вміст діоксиду азоту в стовпі атмосфери в 2007 р. (Вміст в 10<sup>13</sup> молекул/см<sup>2</sup>) [13].

Дані World Atlas of Atmospheric Pollution [22], що отримані в результаті безпосередніх вимірювань у найбільших містах світу протягом кількох останніх років, також свідчать про екстремально високі концентрації двоокису азоту на окремих урбанізованих територіях – Мехіко, Братислава, Пекін, Москва, Санкт-Петербург, Ліма, Лос-Анджелес, Гвадалахара, Мадрид, Рим, Шанхай, Сеул (табл. 1). За даними WHO/UNEP [23] в окремих з цих міст і раніше спостерігався підвищений рівень забруднення двоокисом азоту. Наприклад, у Лос-Анджелесі, Мехіко, Москві у 1992 р. забруднення повітря двоокисом азоту оцінювалося від «помірного до сильного» і регулярно



Таблиця 1 - Рівень забруднення атмосферного повітря великих міст світу двоокисом азоту в 2000-х рр.(підготовано за даними [22])

Середньорічні концен-трації NO <sub>2</sub> (мкг/м <sup>3</sup> )	М і с т а
< 20,0	Буенос-Айрес, Мельбурн
20,1 – 40,0	Ванкувер, Оттава, Монреаль, Рейк'явік, Осло, Берлін, Прага, Йоганнесбург, Мумбай, Делі, Калькутта, Бангкок
40,1 – 60,0	Чикаго, Нью-Йорк, Сантьяго, Сан-Паоло, Лондон, Париж, Афіни, Токіо
60,1 – 80,0	Лос-Анджелес, Гвадалахара, Мадрид, Рим, Шанхай, Сеул
> 80,0	Мехіко, Братислава, Пекін, Моква, Санкт-Петербург, Ліма

спостерігалися перевищення нормативу Всесвітньої організації охорони здоров'я 200 мкг/м<sup>3</sup> для значення усередненого за 1 годину [9].

Як вже згадувалося вище, кілька років тому на території Європи вступили в дію жорсткіші нормативи якості повітря – Directive 2008/50/EC of the European Parliament and of the Council on ambient air quality and cleaner air for Europe [17]. В більшості європейських країн (навіть тих, в яких активно запроваджуються природоохоронні технології) в окремих населених пунктах до цього часу періодично фіксуються перевищення цих нормативів. За даними Німецького Федерального Агентства з довкілля [24] в 2011 р. приблизно на 57 % станцій спостереження за забрудненням, що розташовані у містах під безпосереднім впливом автомобільного транспорту, було зафіксовано перевищення середньорічного нормативу по двоокису азоту. Проте, в деяких країнах, ситуація з забрудненням повітря двоокисом азоту, є дещо кращою. Наприклад, в Білорусі за період 1999–2010 рр. середньорічні концентрації двоокису азоту у всіх містах є нижчими 40 мкг/м<sup>3</sup> (що є нормативом ВООЗ для такого часового усереднення). Виключення становить лише Могилів, в якому найвища за цей період середньорічна концентрація даного забруднювача становила 61,4 мкг/м<sup>3</sup> [4]. Хоча, незважаючи на дотримання середньорічних нормативів, максимальні концентрації інколи можуть бути дуже високими, наприклад, за даними [2] максимальні концентрації двоокису азоту в центральній частині Мінська у години пік інколи сягають навіть до 6 ГДК м.р. (яке у цій країні дорівнює 250 мкг/м<sup>3</sup>).

*Джерела забруднення атмосферного повітря м. Києва.* Антропогенне забруднення атмосферного повітря м. Києва в основному формується за рахунок пересувних джерел. В структурі забруднення атмосферного повітря м. Києва в 2012 р. на пересувні джерела припадало 85,5 % і 14,5 % на стаціонарні. За даними Держкомстату в повітряний басейн Києва в 2012 р. надійшло 32,2 тис. т. сполук азоту, з яких 0,19 тис. т – оксид азоту. Переважна більшість сполук азоту (66,8 %) надійшла від пересувних джерел (пе-

реважно від автомобільного транспорту). Забруднення атмосфери міста автотранспортом має територіальну прив'язку до міських автомагістралей, перехресть та вуличних каньйонів і характеризується інтенсивністю руху на них. Найбільш завантаженими в м. Києві можна назвати: на Лівому березі – просп. Бажана, Броварський просп., просп. генерала Ватутіна, Харківське шосе, Ленінградську пл.; у Правобережній частині міста це вул. Хрещатик, вул. Сакаганського, Бесарабська пл., Набережне шосе, бульв. Тараса Шевченка, просп. та пл. Перемоги, Червонозоряний просп., бульв. Івана Лепсе, просп. Комарова, Московська пл. Варто відмітити, що за даними Державного комітету статистики України [11] у м. Києві за період 2000–2011 рр. кількість автомобільного транспорту суттєво зросла. Наприклад, кількість вантажних автомобілів збільшилася удвічі (з 29,2 тис. у 2000 р. до 60,4 тис. у 2011 р.), пасажирських автобусів – більш ніж у три рази (з 5,3 тис. до 17,2 тис.), легкових автомобілів – також майже вдвічі (з 394,4 тис до 743,2 тис). В той же час кількість громадського електротранспорту (що не призводить до забруднення повітря міста) за цей же період помітно знизилася: тролейбусних машин з 583 одиниці у 2000 р. до 490 у 2013 р., трамвайних вагонів – з 582 до 403 одиниць [11].

У структурі викидів шкідливих речовин в атмосферне повітря стаціонарними джерелами забруднення за видами економічної діяльності протягом останніх кількох років близько 80 % припадає на викиди від підприємств, що займаються виробництвом та розподілом електроенергії, газу та води. Підприємств, що займаються такою діяльністю, в Києві 12. Найбільшими з них є Дарницька ТЕЦ (ЗАТ "Укр-Кан-Пауер"), Акціонерні енергогенеруючі компанії "Київенерго" ТЕЦ-5, ТЕЦ-6, "Теплові мережі", філіал "Житлоплоенерго" та філіал заводу з термічної переробки побутових відходів "Енергія".

Отже, джерела забруднення атмосферного повітря м. Києва двоокисом азоту розосереджені по території усього міста.

Динаміка вмісту двоокису азоту в атмосферному повітрі Києва. З метою встановлення основних тенденцій вмісту двоокису азоту в повітрі Києва, нами були проаналізовані часові ряди середньорічних концентрацій по місту за період 1985–2012 рр. (рис. 2).

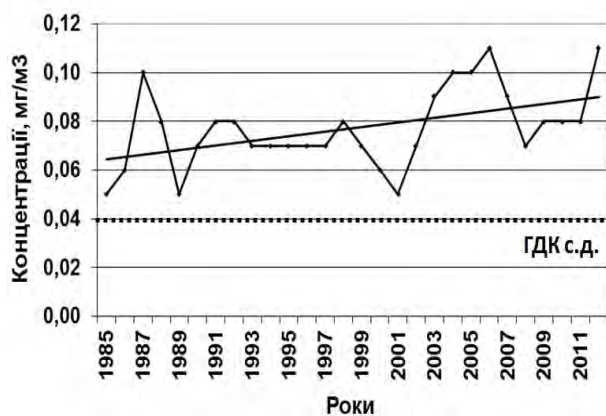


Рис. 2 – Динаміка середньорічних концентрацій двоокису азоту в повітрі м. Києва за 1985–2012 рр.

Аналізуючи динаміку зміни середньорічних концентрацій двоокису азоту, на фоні незначних коливань концентрацій чітко простежується тенденція до їх зростання. За досліджувані 27 років найнижчі концентрації були зафіксовані на рівні 0,05 мг/м<sup>3</sup> у 1985,

1987 та 2001 рр. Найвищі концентрації – 0,011 мг/м<sup>3</sup> спостерігалися в 2006 та 2012 рр. Варто відмітити, що рівень забруднення повітря міста даним поллютантом за весь період спостережень перевищує ГДК с.д., а в окремі роки цей норматив перевищується більш ніж у 2 рази.

Наші попередні дослідження [10] вмісту двоокису азоту в атмосферному повітрі м. Києва дали змогу встановити, що рівень забруднення атмосферного повітря даною домішкою не є однаковим протягом року і суттєво відрізняється в теплий та холодний періоди (табл. 2). Концентрації двоокису азоту характеризуються вищими значеннями в теплий період – більш ніж на 15 % по відношенню до холодного. З 16-ти постів на двох спостерігаються вищі середні концентрації в холодний період – на ПСЗ № 5 (просп. Науки) та № 15 (Гідропарк). Слід зазначити, що ПСЗ № 5, № 13 та № 15 розташовані в зеленій зоні міста, де структура викидів і умови розсіювання домішок суттєво відрізняються від цих же характеристик на інших постах. Очевидно, саме з цим і пов'язано те, що на даних ПСЗ усереднені концентрації в холодний період є вищими від концентрацій теплового періоду. В той же час на постах, що розташовані поблизу навантажених автошляхів (ПСЗ № 6, 7, 8 та 10) перевищення рівня концентрацій теплового періоду над холодним становить 20–30 %.

Таблиця 2 - Вміст двоокису азоту в теплий та холодний період в атмосферному повітрі м. Києва (усереднення за 2003–2006 рр.)

ПСЗ	Конц. хол. періоду	Конц. тепл. періоду	Перевищення, %
1	0,1050	0,1203	+12,7 %
2	0,1189	0,1368	+13,1 %
3	0,111	0,1217	+8,8 %
4	0,0995	0,1198	+16,9 %
5	0,0511	0,0487	- 4,7 %
6	0,1017	0,1272	+20,0 %
7	0,1097	0,1572	+30,2 %
8	0,1054	0,1344	+21,6 %
9	0,0943	0,1141	+17,4 %
10	0,1004	0,1307	+23,2 %
11	0,1047	0,1303	+19,6 %
13	0,0516	0,0519	+0,6 %
15	0,0698	0,063	- 9,7 %
17	0,1138	0,1332	+14,6 %
20	0,1078	0,1276	+15,5 %
21	0,1176	0,1247	+5,7 %
сер. по місту	0,0976	0,1151	+15,2 %

Оскільки, двоокис азоту є прекурсором тропосферного озону, його високі концентрації в повітрі міст у теплий період сприяють формуванню фотохімічного смогу, а попередні дослідження дали змогу встановити вищі концентрації цього забруднювача у повітрі Києва у теплий період, то на нашу думку доцільним є здійснити детальний аналіз просторово-часових закономірностей розподілу даної домішки у місті в сучасний період як перший етап дослідження особливостей формування фотохімічного смогу у повітрі Києва.

Аналіз усереднених концентрацій по постах спостереження за теплий період (в даному дослідженні під «теплим періодом» ми розуміємо період з травня по вересень включно, оскільки саме в цей період для в Києві можуть спостерігатися сприятливі метеорологічні умови для формування фотохімічного смогу) дав змогу встановити, що найвищі по місту концентрації спостерігаються в районі Бесарабської площі (ПСЗ №7) та площі Перемоги (ПСЗ №6) – тобто в центральній частині міста, де зосереджена значна кількість автотранспорту, часто спостерігаються дорожні затори, а щільна висотна забудова перешкоджає розсіянню домішок (табл. 3). Найнижчі концентрації відмічаються на ПСЗ №5 (проспект Науки) та в районі Виставкового центру (ПСЗ №13). Різниця між

найвищими та найнижчими концентраціями по місту, як і варто було очікувати, досить суттєві – більш ніж у 3 рази за весь період в цілому, а в 2008 р. – більш ніж у 5 разів. Отримані результати просторового розподілу концентрацій двоокису азоту по території міста Києва в 2008–2012 рр. цілком співпадають з результатами, отриманими раніше (з періодом усереднення 2002–2006 рр.), що є цілком очікуваним, адже, структура викидів за цей період у місті практично не змінилася.

В результаті аналізу концентрацій двоокису азоту за обрані роки по місяцях (табл. 4), було встановлено, максимальні середньомісячні концентрації даної домішки за теплий період спостерігалися в травні (2009, 2012 рр.), липні (2011 р.) та серпні (2008, 2010 рр.), що, очевидно, спричинено перш за все погодними чинниками (переважанням синоптичних ситуацій, що були сприятливими для формування та накопичення двоокису азоту в повітрі міста в ці місяці), адже структура викидів забруднювальних речовин та їх обсяги як правило не зазнають різких змін протягом травня–вересня.

Таблиця 3 - Середні концентрації двоокису азоту за травень–вересень 2008–2012 рр. на різних ПСЗ Києва

ПСЗ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	13	15	17	21
2008	0,07	0,09	0,08	0,08	0,02	0,09	<b>0,11</b>	0,08	0,07	0,09	0,04	0,04	0,09	0,07
2009	0,09	0,09	0,08	0,11	0,04	0,08	<b>0,13</b>	0,08	0,08	0,09	0,06	0,07	0,08	0,09
2010	0,09	0,10	0,09	<b>0,14</b>	0,04	<b>0,14</b>	<b>0,14</b>	0,10	0,11	0,11	0,08	0,09	0,10	0,12
2011	0,09	0,09	0,09	0,11	0,03	0,11	<b>0,13</b>	0,09	0,08	0,10	0,05	0,06	0,09	0,11
2012	0,13	0,14	0,16	0,15	0,05	<b>0,17</b>	<b>0,21</b>	0,12	0,15	0,16	0,07	0,07	0,15	0,16
середнє	0,09	0,10	0,10	0,12	0,04	0,12	<b>0,14</b>	0,09	0,10	0,11	0,06	0,07	0,10	0,11

Таблиця 4 - Концентрації двоокису азоту у повітрі м. Києва в різні місяці за період 2008–2012 р.

Місяць/рік	2008	2009	2010	2011	2012
Травень	0,067	<b>0,097</b>	0,089	-*	<b>0,155</b>
Червень	0,069	0,081	0,121	0,098	-*
Липень	0,061	0,076	0,106	<b>0,103</b>	0,137
Серпень	<b>0,086</b>	0,078	<b>0,125</b>	0,073	0,119
Вересень	0,076	0,084	0,071	0,074	0,121

\* - вибірка даних за цей місяць містила дуже велику кількість пропусків, тому отримані результати можуть бути не репрезентативними і не наводяться у таблиці

Для представлення інформації про забруднення атмосферного повітря слід обирати таку її форму, щоб вона була максимально компактною і водночас вплив суб'єктивного підходу до її сприйняття був мінімальним. Величини концентрацій не можуть розцінюватись як самостійна інформація, адже, вони характеризують не ступінь небезпечності забруднення атмосферного повітря, а лише кількість тієї чи іншої домішки в одиниці об'єму. Для точнішої характеристики негативного впливу забруднення повітря, виміряні концентрації слід порівнювати з певними нормативами. Найчастіше для цього використовують величину відповідної гранично допустимої концентрації. Усереднені концентрації порівнюють з серед-

ньодобовими гранично допустимими концентраціями (ГДК с.д.), фактично виміряні – з максимально разовими гранично допустимими концентраціями (ГДК м.р.). Відповідно до документів, що регламентують вміст забруднюючих речовин в атмосферному повітрі населених місць України, для двоокису азоту ГДК с.д. становить 0,04 мг/м<sup>3</sup>, а ГДК м.р. – 0,20 мг/м<sup>3</sup> (табл. 5). Аналіз нормативів якості повітря ЄС та Всесвітньої організації охорони здоров'я (ВООЗ) [9] показав, що ГДКс.д., з яким в Україні порівнюються всі усереднені концентрації забруднювальних речовин (від середньодобових і до середньорічних) відповідає нормативу ЄС та ВООЗ для середньорічних значень двоокису азоту. Отже, таким чином, наприклад, у 2011 р. у Києві (див. рис. 2) середньорічна концентрація двоокису азоту перевищувала не лише українську ГДКс.д. у 2,75 рази, але й Європейський норматив якості повітря за цією домішкою та

норматив ВООЗ. Подібними є також і нормативи максимального вмісту двоокису азоту для коротких періодів – вони дорівнюють 0,2 мг/м<sup>3</sup> і згідно вимог ВООЗ, і нормативів ЄС, і українських ГДК м.р. – дещо відрізняється лише період осереднення: у випадку європейських нормативів та ВООЗ він становить 1 год, українська ж ГДКм.р. передбачає порівняння з безпосередньо виміряними неусередненими концентраціями. Але, враховуючи методики відбору проб двоокису азоту на постах спостереження за забрудненням повітря в містах України, коли відбирається 20-хвилинна проба, можна сказати, що таким чином для українського ГДКм.р. період усереднення становить 20 хвилин, для нормативів ВООЗ та ЄС – 1 година. Тобто, українське ГДК м.р. для двоокису є дуже близьким до граничних нормативів для цієї ж домішки в європейських країнах.

Таблиця 5 - Нормативи якості повітря в Україні, країнах Європейського Союзу та Всесвітньої організації охорони здоров'я

	Граничні нормативи для коротких періодів	Граничні нормативи для усереднених концентрацій
ВООЗ	0,2 мг/м <sup>3</sup> (усереднене значення за 1 год)	0,04 мг/м <sup>3</sup> (середньорічне значення)
ЄС	0,2 мг/м <sup>3</sup> (усереднене значення за 1 год, перевищення якого допускається не більш ніж 18 разів за рік)	0,04 мг/м <sup>3</sup> (середньорічне значення)
Україна	0,2 мг/м <sup>3</sup> (ГДК м.р. стосуються випадків відбору проб протягом 20 хвилин й з цими ГДК порівнюються разові концентрації домішок)	0,04 мг/м <sup>3</sup> (ГДКс.д., належать до тривалої дії забруднювальних домішок і з цими ГДК порівнюються середньодобові, середньомісячні та середньорічні концентрації.)

Аналіз повторюваності випадків перевищення ГДК м.р. двоокисом азоту у м. Києві за 2008–2012 рр. (табл. 6) показав, що з певною періодичністю концентрації вище даного нормативу спостерігаються на усіх постах, за виключенням ПСЗ № 5 (проспект Науки), навіть на ПСЗ № 13 (що також розташований поза зоною прямого впливу джерел забруднення, в межах зеленої зони, на території Виставкового центру) в окремі місяці повторюваність перевищення ГДК м.р. сягає 4 %. Найвища за місяць повторюваність перевищення ГДК м.р. спостерігається на ПСЗ №7 (Бесарабська площа), ПСЗ № 6 (площа Перемоги), в окремі роки на постах №4 (район ДВРЗ), № 11 (перетин просп. Перемоги та вул. акад. Туполева, біля ст.м. Святошин) та №21 (вул. Складенка, 5 (Куренівка)). Варто також відмітити, що в 2010 р. на ПСЗ №6 повторюваність випадків перевищення

концентраціями двоокису азоту ГДК м.р. сягала 50 %, а в 2012 р. на ПСЗ № 6, 7, 11 та 21 повторюваність була в межах 58,3–65,4 %.

Розрахунок середньодобових концентрацій та нормування їх на ГДК с.д. показав, що в Києві в 2010–2012 рр. в травні–вересні майже на всіх постах концентрації двоокису азоту щодня, або майже щодня перевищують даний гігієнічний норматив (повторюваність випадків перевищення 90–100 %) (табл. 7). Виключення становить лише пост № 5 (проспект Науки), де повторюваність перевищень значно нижча, а в окремі роки – взагалі рівна 0 % (вересень 2010 р.), а в окремі місяці також пости №13 (Виставковий Центр) та 15 (Гідропарк), №3 (вул. Попудренка).

**Таблиця 6 - Повторюваність випадків перевищення ГДК м.р. на ПСЗ м. Києва (для кожного поста зазначена найвища та найнижча повторюваність за місяць з травня по вересень), %**

ПСЗ / Рік	2008	2009	2010	2011	2012
1	0,0– 4,0	1,0– 6,5	1,0–13,3	0,0– 4,8	5,0– 17,3
2	0,0–7,7	0,0–4,2	0,0–16,0	0,0–11,5	12,0–24,0
3	0,0–8,0	0,0–2,0	0,0–9,3	0,0–8,3	9,6– <b>47,9</b>
4	0,0–7,7	0,0– <b>22,9</b>	0,0–16,7	0,0–14,8	5,3–41,7
5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	0,0–6,5	0,0–4,2	2,3– <b>50,0</b>	0,0– <b>20,8</b>	12,0– <b>62,5</b>
7	0,0– <b>24,0</b>	10,9–13,5	1,9– <b>40,0</b>	0,0– <b>22,9</b>	25,0– <b>65,4</b>
8	0,0–3,9	0,0–4,4	0,0–12,3	0,0–7,7	0,0–13,5
9	0,0–4,0	0,0–7,9	0,0–18,0	0,0–3,9	9,6–31,3
11	1,0–6,5	0,0–10,4	0,0–24,0	0,0–9,6	6,7– <b>58,3</b>
13	0,0	0,0–1,9	0,0–4,0	0,0	0,0–1,9
15	0,0–1,0	0,0	0,0–2,7	0,0	0,0
17	0,0–11,5	0,0–8,7	1,9–14,0	0,0–7,7	12,5–36,5
21	0,0–4,0	0,0–14,6	3,7– 9,1	0,0–16,7	7,7– <b>58,3</b>

**Таблиця 7 - Повторюваність випадків перевищення ГДК с.д. на постах спостереження за забрудненням міста Києва**

Рік	ПСЗ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	13	15	17	21	
2008	5	<b>100</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	0,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	87,5	<b>100,0</b>	95,8	20,8	57,1	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	6	91,7	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,7	4,4	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,7	95,0	<b>100,0</b>	34,8	34,8	91,3	-	
	7	-	<b>100,0</b>	85,2	74,1	0,0	96,3	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	81,5	<b>100,0</b>	37,0	33,3	-	-
	8	96,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	92,0	0,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	68,0	64,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
	9	84,6	84,6	84,6	96,2	11,5	-	96,2	92,3	65,4	96,2	65,4	69,2	96,2	76,9	
2009	5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	13,0	-	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	21,7	46,2	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	6	95,8	<b>100,0</b>	79,2	87,5	29,2	91,7	-	77,8	70,8	91,7	70,8	87,5	47,4	91,7	
	7	<b>100,0</b>	51,0	85,2	96,3	96,3	92,6	-	96,3	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	96,3	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	92,6	
	8	<b>100,0</b>	96,0	92,0	96,0	68,0	80,0	-	80,0	84,0	96,0	84,0	<b>100,0</b>	96,0	88,0	
	9	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	92,3	<b>100,0</b>	73,1	96,2	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	96,2	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
2010	5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,5	<b>100,0</b>	22,7	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	6	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	56,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	96,0	<b>100,0</b>	-	
	7	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	55,6	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	96,3	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	-	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	8	96,0	<b>100,0</b>	76,0	-	56,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	84,0	77,8	96,0	-
	9	92,3	<b>100,0</b>	61,5	<b>100,0</b>	0,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,2	92,3	84,6	92,3	-
2011	5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	17,4	<b>100,0</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	
	6	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,8	<b>100,0</b>	50,0	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	95,8	<b>100,0</b>	79,2	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	7	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	38,5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	96,2	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	80,8	92,9	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	
	8	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	-	<b>100,0</b>	11,5	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	84,6	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>
	9	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	-	<b>100,0</b>	7,7	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	-	-	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	

Продовження табл. 7

Рік	ПСЗ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	13	15	17	21	
2012	5	100,0	100,0	100,0	100,0	41,7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
	6	100,0	100,0	100,0	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	7	100,0	100,0	100,0	100,0	69,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	73,1	100,0	100,0
	8	100,0	100,0	100,0	100,0	46,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	96,2	100,0	100,0	100,0
	9	100,0	100,0	100,0	96,0	76,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	92,0	96,0	100,0	100,0

\*Якщо значення відсутнє – це означає, що на даному ПСЗ в цей місяць не проводилися спостереження, або кількість пропусків даних була значною і тому повторюваність перевищення ГДК не розраховувалася.

Таблиця 8 - Повторюваність випадків перевищення 5 ГДК с.д. на ПСЗ м. Києва у 2012 р.

ПСЗ/ Місяць	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	13	15	17	21
5	8,3	8,3	33,3	45,8	0,0	66,7	75,0	4,2	29,2	62,5	0,0	0,0	33,3	66,7
6	0,0	8,3	41,7	29,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	15,4	15,4	23,1	0,0	0,0	19,2	53,9	11,5	11,5	30,8	0,0	0,0	15,4	19,2
8	3,9	7,7	11,5	5,3	0,0	11,5	23,1	3,9	3,9	0,0	0,0	0,0	7,7	0,0
9	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	64,0	0,0	0,0	16,0	0,0	0,0	0,0	8,0

Нормування концентрацій двоокису азоту на ГДК с.д. показало, що досить часто вони не просто перевищують цей норматив, а перевищують його у кілька разів, тому нами була також розрахована повторюваність випадків перевищення 5 ГДК с.д. Найнижча кількість випадків перевищення 5 ГДК с.д. спостерігалася у 2008 р. – такі концентрації були зафіксовані лише на двох ПСЗ – № 7 (Бесарабська площа) та №2 (вул. Довженка, поблизу ст.м. Шулявська) – 12,0 % та 7,7 % відповідно. Протягом 2009–2011 рр. практично на усіх постах (за виключенням ПСЗ № 5, 13 та 15) в окремі місяці спостерігалися концентрації на рівні 5 ГДК с.д., крім того повторюваність таких випадків також суттєво зросла – на ПСЗ № 6 та 7 (що розташовані в центрі міста) в серпні 2010 р. вона становила 48 та 40 % відповідно, в червні 2011 р. – 25 % на цих же постах. В 2012 р. середньорічна концентрація двоокису азоту сягнула 0,11 мг/м<sup>3</sup>, що перевищує ГДК с.д. у 2,75 рази, відповідно і середньодобові концентрації також були значно вищими від цього нормативу – в теплий період на окремих ПСЗ повторюваність перевищення 5 ГДК с.д. становила понад 50 % (ПСЗ № 6, 7, 11 та 21) (табл. 8).

#### 4. ВИСНОВКИ

Отже, вміст двоокису азоту в атмосферному повітрі м. Києва переважно визначається його надходженням від джерел викидів, серед яких основними є двигуни внутрішнього згорання і спалювання органічного палива на ТЕС, та перебігом фотохімічних реакцій за його участю. Незважаючи на постійне

перевищення середньорічними концентраціями двоокису азоту ГДК с.д., на фоні незначних коливань концентрацій домішки за період 1985–2012 рр. чітко простежується тенденція до подальшого зростання її вмісту в повітрі Києва. Найвищі концентрації двоокису азоту спостерігаються в центральній частині міста – на постах, розташованих в районі Бесарабської площі та площі Перемоги – в окремі місяці теплого періоду року повторюваність випадків перевищення ГДК м.р. на цих ПСЗ перевищує 50 %. Повторюваність перевищення ГДК с.д. середньодобовими концентраціями двоокису азоту в повітрі міста в останні роки була дуже високою, а в теплий період 2012 р. майже на усіх постах міста (за виключенням тих, що розташовані в межах зелених зон) сягнула 100 %.

Таким чином, у теплий період року в повітрі м. Києва регулярно спостерігаються аномально високі концентрації двоокису азоту, що є прекурсором фотохімічного смогу, і за сприятливих метеорологічних умов, буде призводити до формування цього негативного явища в атмосфері міста.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бикбулатов И.Х. Анализ содержания оксидов азота в воздушном бассейне г. Стерлитамак РБ / И.Х. Бикбулатов, Л.Р. Асфандиярова, А.А. Панченко // Актуальные проблемы науки и техники. Сборник трудов III научной конференции молодых ученых. – Уфа: Нефтегазовое дело, 2011. – С. 46–47.
2. Глазачева Г.И. Состояние атмосферного воздуха г. Минска и прилегающего района / Г.И. Глазачева, Т.А. Курлович, И.А. Зальгина // Новости науки и технологий. – 2011. – № 1 (18). – С. 3–10.
3. Кіптенко Є.М. Вплив метеорологічних умов забруднення

- повітря у промислових містах України / Є.М. Кіптенко, Т.В. Козленко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – № 13. – С. 208–216.
4. Круковская О.Ю. Анализ динамики содержания диоксида азота в атмосферном воздухе в Беларуси / О.Ю. Круковская // Мониторинг окружающей среды: сб. материалов II международной науч.-практ. конф. Брест, 25–27 сентября 2013 г.: в 2 ч. Брест. гос. ун-т имени А.С. Пушкина. – Брест: БрГУ, 2013. – С. 180–182.
  5. Лоева І.Д. Оцінка антропогенного навантаження на повітряний басейн м. Одеси / І.Д. Лоева, П.Х. Грудєв, Н.М. Демчишина // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2004. – Вып. 48. – С. 279–286.
  6. Лоева І.Д. Прогноз поля забруднення воздушного басейна города двоокисью азота / І.Д. Лоева, Салим Рубайя Санд // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 1995. – Вып. 32. – С. 107–113.
  7. Маренко А.Н. Окислы азота в приземном слое воздуха на автомагистралях Киева / А.Н. Маренко, А.Н. Гриценко // Труды УкрНИИ Госкомгидромета. – 1986. – Вып. 216. – С. 46–53.
  8. Маренко А.Н. Исследование смогообразующих примесей в атмосфере вблизи автомагистралей / А.Н. Маренко, А.Н. Гриценко, В.С. Титов и др. // Труды УкрНИИ Госкомгидромета. – 1987. – Вып. 224. – С. 49–54.
  9. Рекомендации ВОЗ по качеству воздуха, касающиеся твердых частиц, озона, двуокиси азота и двуокиси серы. Глобальные обновленные данные 2005 год. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://whqlibdoc.who.int/hq/2006/WHO\\_SDE\\_PHE\\_OEH\\_06.02\\_rus.pdf](http://whqlibdoc.who.int/hq/2006/WHO_SDE_PHE_OEH_06.02_rus.pdf)
  10. Сніжко С.І. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста / С.І. Сніжко, О.Г. Шевченко – К.: Обрії, 2011. – 297 с.
  11. Статистичний щорічник міста Києва за 2013 рік [статистичний довідник]. – К.: ТОВ «Август Трейд», 2012. – 344 с.
  12. Суркова Г.В. Химия атмосферы / Г.В. Суркова. – М.: Изд-во Московского университета, 2002. – 210 с.
  13. Тронин А.А. Диоксид азота в воздушном бассейне России по спутниковым данным / А.А. Тронин, С.Г. Крицук, И.Ш. Латыпов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т.2. – № 6. – С. 217–223.
  14. Carslaw D.C. Evidence of an increasing NO<sub>2</sub>/NO<sub>x</sub> emissions ratio from road traffic emissions. *Atmospheric Environment*, 2005, vol. 39, pp. 4793–4802.
  15. Carslaw D.C., Beevers S.D. Investigating the potential importance of primary NO<sub>2</sub> emissions in a street canyon. *Atmospheric Environment*, 2004, vol. 38, pp. 3585–3594.
  16. Carslaw D.C., Beevers S.D. Development of an urban inventory for road transport emissions of NO<sub>2</sub> and comparison with estimates derived from ambient measurements. *Atmospheric Environment*, 2005, vol. 39, pp. 2049–2059.
  17. Directive 2008/50/EC of the European Parliament and of the Council of 21 May 2008 on ambient air quality and cleaner air for Europe. *Official Journal of the European Union*, L 152/1 – L 152/44.
  18. Grice S., Stedman J., Kent A., Hobson M., Norris J., Abbott J., Cooke S. Recent trends and projections of primary NO<sub>2</sub> emissions in Europe. *Atmospheric Environment*, 2009, vol. 43 (13), pp. 2154–2167.
  19. Hopfner U., Lambrecht U. Emissions and air quality in urban areas of Germany. An actual survey. *Proceedings of the 14th International Conference on Transport and Air Pollution. Graz, Austria, 1–3 June 2005*.
  20. Jenkin M.E. Analysis of sources and partitioning of oxidant in the UK Part 2: contributions of nitrogen dioxide emissions and background ozone at a kerbside location in London. *Atmospheric Environment*, 2004, vol. 38, pp. 5131–5138.
  21. Kessler C., Niederau A., Scholz W. Estimation of NO<sub>2</sub>/NO<sub>x</sub> relations of traffic emissions in Baden-Wurttemberg from 1995 to 2005. *2nd Conference on Environment & Transport, including 15th Conference on Transport and Air Pollution. Reims, France, 12–14 June 2006*. Proceedings no. 107, vol. 2. France: Inrets, Arceuil, pp. 101–105.
  22. *The World Atlas of Atmospheric Pollution*. Anthem Press, 2008. 345 p. (Ed.: Sokhi R.S.)
  23. *The Quality of Air in World Megacities (based on WHO/UNEP data, 1992)*. Available at: <http://www.air-quality.org.uk/11.php>
  24. Umwelt Bundes Amt. *How good is air quality in Germany? Press Release No. 06/2012*. Available at: <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-medien-e/4211.html>

## REFERENCES

1. Bikbulatov I.H., Asfandijarova L.R., Panchenko A.A. *Aktual'nye problemy nauki i tehniki. Sbornik trudov III nauchnoj konferencii molodyh uchenyh* [Actual problems of science and technology. Proc. III Conference of Young Scientists]. Ufa: «Neftegazovoye delo», 2011, pp. 46–47.
2. Glazacheva G.I., Kurlovich T.A., Zalygina I.A. *Novosti nauki i tehnologii - Science and Technology News*, 2011, no.1 (18), pp. 3–10. (In Russian)
3. Kiptenko Ye.M., Kozlenko T.V. *Hidrolohiya, hidrokimiya i hidroekologiya - Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2007, no.13, pp. 208–216. (In Ukrainian)
4. Krukovskaja O.Ju. *Monitoring okruzhayushchey sredy: sb. materialov II mezhdunarodnoy nauch.-prakt. konf. Brest, 25–27 sentyabrya 2013 g.: v 2 ch. Brest. gos. un-t imeni A.S. Pushkina* [Environmental Monitoring: Material collec. the III International scientific-practical. conf. Brest, 25–27 September 2013 : in 2 parts. The A.S. Pushkin Brest State University]. Brest: BSU, 2013, pp. 180–182. (In Russian)
5. Loyeva I.D., Hrudyyev P.Kh., Demchyshyna N.M. *Meteorologiya, klimatologiya y gidrologiya - Meteorology, climatology and hydrology*, 2004, vol. 48, pp. 279–286. (In Ukrainian)
6. Loeva I.D. Salim Rubajja Sand. *Meteorologiya, klimatologiya y gidrologiya - Meteorology, climatology and hydrology*, 1995, vol. 32, pp. 107–113. (In Russian)
7. Marenko A.N. Gricenko A.N. *Trudy UkrNII Goskomgidrometa - Proc. USRI SCHM*, 1986, vol. 216, pp. 46–53. (In Russian)
8. Marenko A.N. Gricenko A.N., Titov V.S. et al. *Trudy UkrNII Goskomgidrometa - Proc. USRI SCHM*, 1987, vol. 224, pp. 49–54. (In Russian)
9. *Rekomendacii VOZ po kachestvu vozduha, kasajushhiesja tver-dyh chastic, ozona, dnuokisi azota i dnuokisi sery. Global'nye obnovenlye dannye 2005 god* [The WHO air quality guidelines for particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide. Global update 2005]. Available at: [http://whqlibdoc.who.int/hq/2006/WHO\\_SDE\\_PHE\\_OEH\\_06.02\\_rus.pdf](http://whqlibdoc.who.int/hq/2006/WHO_SDE_PHE_OEH_06.02_rus.pdf)
10. Snizhko S.I., Shevchenko O.H. *Urbometeorologichni aspekty zabrudnennya atmosferneho povitrya velykoho mista* [Urbo Meteorological aspects of air pollution of the big city]. Kyiv: Obriyi, 2011. 297 p.
11. *Statystychnyy shchorichnyk mista Kyyeva za 2013 rik* [Statistical Yearbook of Kyiv for 2013]. Kyiv: LLC «Avhust Treyd», 2012. 344 p.
12. Surkova G.V. *Himiya atmosfery* [Chemistry atmosphere]. Moskva: The Moskow University Publ., 2002, 210 p.
13. Tronin A.A., Kricuk S.G., Latypov I.Sh. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa - Modern problems of remote sensing of the Earth from space*, 2009, vol. 2, no.6, pp. 217–223. (In Russian)
14. Carslaw D.C. Evidence of an increasing NO<sub>2</sub>/No<sub>x</sub> emissions ratio from road traffic emissions. *Atmospheric Environment*, 2005, vol. 39, pp. 4793–4802.
15. Carslaw D.C., Beevers S.D. Investigating the potential importance

- of primary NO<sub>2</sub> emissions in a street canyon. *Atmospheric Environment*, 2004, vol. 38, pp. 3585–3594.
16. Carslaw D.C., Beevers S.D. Development of an urban inventory for road transport emissions of NO<sub>2</sub> and comparison with estimates derived from ambient measurements. *Atmospheric Environment*, 2005., Vol. 39, pp. 2049–2059.
  17. Directive 2008/50/EC of the European Parliament and of the Council of 21 May 2008 on ambient air quality and cleaner air for Europe. *Official Journal of the European Union*, L 152/1 – L 152/44.
  18. Grice S., Stedman J., Kent A., Hobson M., Norris J., Abbott J., Cooke S. Recent trends and projections of primary NO<sub>2</sub> emissions in Europe. *Atmospheric Environment*, 2009, vol. 43 (13), pp. 2154–2167.
  19. Hopfner U., Lambrecht U. Emissions and air quality in urban areas of Germany. An actual survey. *Proceedings of the 14<sup>th</sup> International Conference on Transport and Air Pollution. Graz, Austria, 1–3 June 2005.*
  20. Jenkin M.E. Analysis of sources and partitioning of oxidant in the UK Part 2: contributions of nitrogen dioxide emissions and background ozone at a kerbside location in London. *Atmospheric Environment*, 2004.,vol. 38, pp. 5131–5138.
  21. Kessler C., Niederau A., Scholz W. Estimation of NO<sub>2</sub>/NO<sub>x</sub> relations of traffic emissions in Baden-Wurttemberg from 1995 to 2005. *2<sup>nd</sup> Conference on Environment & Transport, including 15<sup>th</sup> Conference on Transport and Air Pollution. Reims, France, 12–14 June 2006.* Proceedings no. 107, vol. 2. France: Inrets, Arceuil, pp. 101–105.
  22. *The World Atlas of Atmospheric Pollution.* Anthem Press, 2008. 345 p. (Ed.: Sokhi R.S.)
  23. *The Quality of Air in World Megacities (based on WHO/UNEP data, 1992).* Available at: <http://www.air-quality.org.uk/11.php>
  24. Umwelt Bundes Amt. *How good is air quality in Germany? Press Release No. 06/2012.* Available at: <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-medien-e/4211.html>

## AIR POLLUTION BY NITROGEN DIOXIDE IN KIEV CITY

O. Shevchenko, Cand. Sci. (Geogr.), S. Snizhko, Dr. Sci. (Geogr.), N. Danilova

*Taras Shevchenko National University of Kyiv;*

*64/13, Volodymyrska Street, City of Kyiv, Ukraine, 01601, tempo2007@meta.ua*

In the article main nitrogen dioxide emissions sources in a big cities was analysed. Shown the temporal dynamics of average annual concentrations of nitrogen dioxide in Kiev city for time period 1985 – 2012, analyzed concentration of this pollutant in different part of the city and frequency of cases of maximum allowable concentration (MAC) exceeding. The highest concentrations of nitrogen dioxide observed in the central part of the city in some months the warm season. The frequency of cases exceeding of MAC in the air usually exceeds 50% and in the warm season 2012 average concentration of NO<sub>2</sub> in the air has been very high and frequency of exceeding of MAC reached 100% in almost all monitoring stations.

Studies show that in the warm season in the air of Kyiv regularly observed abnormally high concentrations of nitrogen dioxide, which is a precursor of photochemical smog, and under favorable meteorological conditions will result in the formation of this negative phenomenon in the atmosphere of the city.

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

## ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ГОРОДА КИЕВА ДВУОКИСЬЮ АЗОТА

О.Г. Шевченко, к. геогр. н., С.И. Снежко, д. геогр. н. Н.А. Данилова

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченка,*

*Украина, 01601, город Киев, ул. Владимирская, 64/13, tempo2007@meta.ua*

В статье описаны основные источники поступления двуокиси азота в атмосферный воздух больших городов. Рассмотрена временная динамика среднегодовых концентраций двуокиси азота в атмосфере г. Киева, проанализирован уровень загрязнения данной примесью в разных частях города, установлена повторяемость случаев превышения двуокисью азота максимально-разовой и среднесуточной предельно-допустимых концентраций (ПДК). Наивысшие концентрации двуокиси азота наблюдались в центральной части города в некоторые месяцы теплого периода. Частота случаев превышения ПДК в воздухе обычно достигала 50%, а в теплый сезон 2012 г. концентрация NO<sub>2</sub> в воздухе была очень высокой и превышала ПДК в 100% случаев на всех станциях мониторинга. Исследования показали, что в теплый сезон года в воздухе г.Киева регулярно наблюдаются повышенные концентрации двуокиси азота, которые являются прекурсорами фотохимического смога, что при благоприятных метеорологических условиях может привести к формированию этого негативного феномена в атмосфере города.

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

*Дата першого подання.: 07.10.2015*

*Дата надходження остаточної версії :23.11.2015*

*Дата публікації статті :26.11.2015*



## TOWARDS THEORETICAL MODELING OF THE SAND DUNES MOTION

O.I. Gerasymov, Dr. Sci. (Phys.-Math),  
L.S. Andrianova, Cand. Sci. (Phys.-Math.)

Odessa State Environmental University, .  
Lvivska str. 15, 65016, Odessa, Ukraine, gerasymovoleg@gmail.com

The transport of sand by wind is a potent erosion force, creates sand dunes and ripples, and loads the atmosphere with suspended dust aerosols. This article presents a short review of the physics of wind-driven sand. Specifically, we review the physics of saltation, the formation and development of sand dunes and ripples. We also discuss some classes of the governing equations which describe the physics of wind-driven sand and dune formation. We describe selected types of dunes and conditions under which they occur, and also some features of dunes as well as processes that they are involved in. We show that the normalized dunes height collapses using a simple product of the Froude and Reynolds numbers. This would obscure the effects of frictional dissipation, which clearly plays an important role in all mentioned upper process. Ignoring friction, one can construct a simple energy balance between the kinetic energy of the impacting  $\rho_b D_b^3 U^2$  and the potential energy of the dunes  $\rho_s g d_s^2 H_j^2$ , where we assume the dunes thickness is proportional to  $d_s$ . This produces the following scaling  $H_j / D_b \propto r_p \text{Fr} \sqrt{\text{Re}}$ .

In other words, was one to increase the grain diameter  $d_s$  by a factor of 10 ~ i.e., reduce Re by 100! for the same impact conditions, then the frictionless flow would predict a 10-fold reduction in  $H_j$ , whereas the experiments suggest a 100-fold reduction. This shows clearly that viscous forces play a role in the granular dunes formation (and their relevant dynamics), as well as gravity and inertia.

These circumstances move us to conclude the wide range of (non-dissipative) hydrodynamic approaches to describe dunes formation and their dynamics just as a robust model approaches.

**Key words:** sand dunes, wind flow, shear stress, granular viscosity.

## 1. INTRODUCTION

Dunes are found wherever a fluid interacts with an erodible bed beneath it, whether this is in the familiar context of sand in a desert blown by the force of the wind, the silt on the bed of a river being eroded by the water flowing over it, or drifts formed by the action of wind on powdery snow. The ubiquity of these repetitive, wavelike features suggests that there is an inherent instability making it impossible for a horizontal bed to stay horizontal, and that there is an underlying reason, predictable by analytic study of the processes involved, that causes such features to form in a wide variety of circumstances, and on a number of different scales.

The interaction between a fluid and an erodible substrate beneath it is a complex one. The flow of water in a river and the flow of wind in the atmosphere are always turbulent, making analytical study difficult. Similarly the behavior of granular flow is complex and only partially understood. These two mechanisms in turn affect each other, since the fluid exerts a force on the substrate, causing it to be eroded, and thereby changing its shape, whereas the shape of the bed in turn influences the characteristics of the flow of the fluid over it. It is the understanding of this feedback mechanism that is the goal of any study of dune formation, and it is for these reasons that previous studies have been only partially successful in predicting the formation, evolution, and migration of dunes in a general framework.

We conclude this paper by reviewing some of the existing work that has been undertaken on this subject. The remainder of the papers then concerned with the discussion of deterministic models for the formation and subsequent evolution of dunes. We will discuss a set of an alternative method of calculating the surface shear stress, the derivation being based on theories of wind flow rather than the theories of river flow. We consider the concept that a small perturbation to the lower boundary (corresponding to a dune) has to the logarithmic velocity profile of the flow of wind over a horizontal boundary.

At this point the theory assumes that there is no flow separation occurring (i.e. that there are no wake regions present) in any part of the flow. Since flow separation is a ubiquitous process in the turbulent flow of air over an uneven boundary, we go on to consider an existing, heuristic, method of modeling the phenomenon of flow. A wide variety of dune shapes can be seen in deserts the occurrence of different types depending on various conditions such as sand supply, particle size, wind direction, vegetation, etc. Dunes occurring under rivers show less variety in their form. This is because the flow of water in a river is much simpler than the flow of wind in a desert – the flow is restricted to the channel of the river, and while the flow is not truly two-dimensional, the downstream flow is much larger in magnitude than the cross-stream component.

In both cases, dunes form because of the action of the fluid upon the substrate. The stress force associated with the shear flow acts on the particles, causing them either to be entrained into the flow (and subsequently be deposited elsewhere) or to move along the surface. The shear stress thus changes the profile of the underlying surface, but the shear stress itself depends on the bed profile, so there is a feedback mechanism between the two.

## 2. SOME GENERAL DEFINITIONS

Aeolian dunes are dunes formed by the action of wind on desert sand, the name coming from the mythical god of the winds, Aeolus. Aeolian dunes show a massive variety of forms, which arise both from the nature of the sand of which they consist, and from the patterns of air movement which cause them to exist. Sand is defined by Bagnold [1] as being any particle with a diameter of between 0.02 mm and 1 mm. Obviously particles in general are not spherical so that a unique diameter does not exist; instead we consider a typical diameter of the particle, for example the mean of the diameter in a number of different directions. The motivation for this definition comes from the behavior of particles under the action of wind.

The smallest sand particles are those which are not carried away by the wind and are those which are so large that they only just move, either from the force of the wind blowing over them, or because of the impact of other particles on them. The particles which fall into this range are hence the only particles which, under the influence of wind, exhibit self-accumulation. These particles use the energy of the wind to collect together and form heaps, commonly called dunes, which can retain their identity, move from place to place, pile up, elongate, and combine with other dunes, always forming regular patterns.

The above definition does not specify the material from which particles of sand are made. Therefore any sort of rock can be classified as being sand provided it is the right size, similarly for particles of plastic, metals, etc. The ice crystals of snow also fall into this size range and are therefore defined as sand. It turns out that the only characteristic of sand particles which has a significant effect on the dynamics is the particle size. Other factors such as the material or the weight of the particle have much smaller effects on, for example, the formation of ripples and dunes. For example, two particles made of the same material, one twice as heavy as the other, will only differ in grain diameter by 1.26 times. For this reason, drifting snow behaves in a very similar way to desert sand dunes.

However, despite the very broad definition of sand given above, the common perception of sand is much more specific, namely particles of quartz silica. The reason for this is that for most materials, particles which

are classified as sand are unstable; they do not remain in this form for very long. Particles of rocks other than quartz tend to get smaller due to collisions with each other under the action of wind and water. Similarly snowflakes soon turn into either ice, or water, or vapor. Quartz, on the other hand, is much longer-lasting, as it resists the action of chemicals, is not soluble in water, and is not generally susceptible to abrasion or fracture. In other words, quartz sand particles are stable; they tend to remain in essentially the same form for substantial periods of time. The biggest sand particles scattered as dust, i.e. they are sufficiently large that when picked up by the wind, they return to the ground in a reasonable amount of time.

We describe selected types of dunes and conditions under which they occur, and also some features of dunes as well as processes that they are involved in. The common view of deserts is of landscapes dominated by sand dunes, but in fact only between one third and one quarter of the world's deserts is covered by Aeolian sand. In particular, sand dunes only make up 1% of the surface area of the Earth.

## 3. DETERMINISTIC DYNAMICS OF MODEL SAND DUNES

To keep the steady movement of dunes there has to be a source which carries the energy to move sand over the surface. The shear stress of the air flow in the atmospheric boundary layer can force sediments to be entrained. The crucial question to know is the flow over dunes situated in a laminar or a turbulent regime? Formally, the familiar Reynolds  $Re$  number gives necessary estimation. Note that it consists of the ratio between inertial and viscous forces

$$Re = \frac{\rho v^2 / L}{\mu v / L} = \frac{L v}{\nu}, \quad (1)$$

where  $\rho$  denotes the density of the fluid,  $L$  – a characteristic length,  $v$  – a characteristic wind velocity,  $\mu$  – the viscosity of the fluid and  $\nu = \mu/\rho$  – the kinematic viscosity. If the inertial forces dominate the viscous force the regime gets turbulent and the Reynolds number should become significantly greater than 1. We address the question: do exist the scaling of the objects which is of the height of a dune? The relevant calculations performed in case of typical sand dunes leads to a high Reynolds number of about 6000 [2]. Therefore, even small wind speeds formally should create turbulent flows. Turbulent flow means randomly directed and distributed fluctuations and eddies. The shear stresses of turbulent flow are much higher than of laminar flow. Following, for instance, to the mixing length theory [3] turbulent shear stress can be written as

$$\tau_T = \eta \frac{dv}{dz} = \rho l^2 \left( \frac{dv}{dz} \right)^2, \quad (2)$$

where  $\eta$  is a turbulent viscosity and  $l$  the mixing length. At global turbulent flows the dynamic viscosity  $\mu$  gets much smaller than the turbulent viscosity  $\eta$ . Thus the former viscosity can be neglected. Assuming that the mixing length increases linearly with the distance from the surface  $l = kz$  ( $k \approx 0,4$  is the von Kármán universal constant for turbulent flow), after integration from  $z_0$  to  $z$  of equation (2) one can obtain familiar logarithmic profile of the atmospheric boundary layer

$$v(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3)$$

$z_0$  has the meaning of a roughness length. One can introduce the thickness of the laminar sub-layer which characterize aerodynamically smooth surface (or the size of surface perturbation for aerodynamically rough surface), relevant velocity scale  $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ , can be called shear stress velocity. Although it has the dimension of a velocity the shear velocity  $u_*$  anyhow can be used as a measure for the shear stress.

Consider now the main properties of sand. There are grain diameter  $d$ , shape and the material of which the grains consist. Following to [4] we can introduce an approximate classification ranges from large sand grain (coarse) with diameter  $d = 2$  mm to small (fine sand) with diameter  $d \approx 0.063$  mm. In practice sand grains are composed of a big variety of shapes. According to [5] it is classified into “well rounded”, “angular”, “platy”, “elongated”, or “compact”. Mostly sand grains consist of quartz ( $\text{SiO}_2$ ) which has a density of  $\rho_{\text{quartz}} = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . In [5] it has been shown that sand grains of dune fields have a sharply peaked distribution with an average diameter of about 0.2 to 0.25 mm.

The form of sand transport depends on different parameters. Main parameters are shear velocity and the weight of sand grains. Weight can be expressed by the diameter assuming the same density. An adequate measure to distinguish between transport mechanisms can be impressed according to the degree of detachment of the grains from the ground.

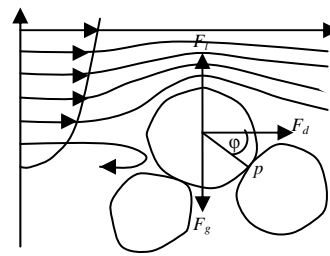
In [6] have been proposed three distinct types of sand transport induced by wind: creep, when the sand grains roll and slide along the surface. During this moment they stay in contact with the surface.

Next regime which could be distinguished is s.c. saltation, when the sand grains jump short distances within range of some centimeters. The entrainment, i.e. lifting of the grains originates in the shear stress of the air flow or in the impact of other sand grains descending again to the surface. Impacting sand grains transported by

saltation sometimes cannot reach sufficient velocity to enter into a new ballistic jump. So they are moving much shorter distances. This selected process is called reputation.

And finally-suspension, when the turbulent irregular movement of atmospheric layer is strong enough to keep the sand grains aloft. They are transported over long distances.

Consider the model for dunes motion which is based on momentum balance (sketch is shown on Fig.1)



**Fig.1** - The grain starts to role when the drag and lift force exceed the gravitational force. This can be expressed by a momentum balance with respect to the pivot point  $p$ .

Along this line the force to  $F_l$  gravity has to be introduced. The sand grain is approximated to be a sphere, so that

$$F_g = \rho' g \frac{\pi d^3}{6}. \quad (4)$$

In what follow we would write an equation (first derived in [6]) for the threshold of entrainment, i.e. the minimum shear stress of wind at which it will be able to lift a sand grain from the surface. Therefore the momentum balance of rotating the upper sand grain around its touching point  $p$  (Fig.1) can be expressed as

$$F_d \frac{d}{2} \cos \varphi = (F_g - F_l) \frac{d}{2} \sin \varphi, \quad (5)$$

where  $\varphi$  is the angle between vertical direction and the line pointing from the sand grain center to  $p$ . After use (4) we would get so called fluid threshold (or aerodynamic entrainment threshold)  $\tau_{i\alpha}$

$$\frac{\tau_{i\alpha}}{\rho' g d} = \frac{2}{3\beta} \left( \frac{\sin \varphi}{\cos \varphi + c \sin \varphi} \right). \quad (6)$$

So the parameters of the threshold, the grain diameter  $d$  and the immersed density  $\rho'$ , are directly proportional to the shear stress. The angle  $\varphi$  can be interpreted as a parameter of the packing of the grains,  $\beta$  is determined by shape and sorting.

After [7] the right hand side of Eq.(6) can be called a dimensionless coefficient  $\Theta$  (Shields parameter). It ranges from 0.01 to 0.014 for high Reynolds numbers. After using the expression for the shear velocity  $u_* = \sqrt{\tau/\rho_{\text{air}}}$ , equation (6) defines the fluid threshold shear velocity  $u_{*i\alpha}$ ,

$$u_{*1\alpha} = \sqrt{\Theta \frac{\rho'gd}{\rho_{air}}} \quad (7)$$

The derivation given upper holds only for sand grains which have a diameter that is large enough to neglect cohesive and repulsive forces between the grains. This is valid for a diameter larger than 0.2 mm. Inserting typical values into Equation (7),  $u_{*1\alpha}$  allow us to reach a shear velocity of  $u_{*1\alpha} = 0.25ms^{-1}$ .

Nevertheless this value is valid only for entrainment of sand grains into air. When there are already grains entrained, i.e. the air flow is transporting sand. Then the impacting sand grain gives large momentum transfer to a resting grain on the bed. Thus the threshold value gets lower. It is called impact threshold  $u_{*i}$ . Still the expression of Equation (7) keeps valid but with the modification of an effective Shields parameter  $\Theta = 0.0064$ . In the turbulent wind regime s over dune surface fluctuations can determine shear velocities which exceed the entrainment threshold. That is why sand transport can be maintained for shear velocities between  $u_{*1\alpha}$  and  $u_{*i}$ . Given estimations of a single threshold are getting difficult for poorly sorted sediments. Moisture and cementing neither have been included. On the other side the threshold is changing at inclined surfaces. Gravity directs into another direction. Rigorously speaking this effect should be included in the momentum balance (5).

Therefore sand grains are entrained directly from the sand bed for a shear stress higher than the fluid threshold shear stress  $\tau_{1\alpha}$ . The linear model [8] proposes the number of entrained grains proportional to excess shear stress,

$$N_a = \zeta (\tau - \tau_{1\alpha}), \quad (8)$$

where  $N_a$  is the number of entrained grains per time and  $\zeta$  a proportionality constant. The direct entrainment gets important to begin the chain reaction leading to saltation like for example at places where the sand bed deigns, i.e. where downwind no sand supply is available.

Entrained grains in the air stream are exposed to the following forces. Aerodynamic forces lift and drag a sand grain. The gravitational force  $\vec{F}_g$  obviously lets the trajectory end on the surface again. The drag force  $\vec{F}_d$  accelerates in horizontal direction,

$$\vec{F}_d = \frac{1}{2} \rho_{air} C_d \frac{\pi d^2}{4} (\vec{v}(z) - \vec{u}) |\vec{v}(z) - \vec{u}|, \quad (9)$$

where  $d$  is the grain diameter,  $\vec{v}(z)$  – the velocity of the air,  $\vec{u}$  – the velocity of the grain, and  $C_d$  – the drag coefficient that depends on the local value of Reynolds

number  $Re = |\vec{v}(z) - \vec{u}|d/\nu$ . As it was shown in [9], the lift force has remarkable effects only a few grain diameters away from ground and therefore it is convenient to include the effects of the lift force in the initial.

The reaction of the sand bed to the impact of a sand grain is of rather complex nature. The splash process comprises the interaction between the sand grain and the grains in the vicinity of the impact. Thus many grains can be involved in this process. Numerical modeling and experimental studies have been made in [9]. Mainly the splash process is described in a stochastic way. It is divided into the following three different resulting situations. First the incoming sand grain distributes its momentum to the sand bed so that no other grain gains sufficient energy to leave the ground. Secondly, the grain rebounds losing some of its energy. Thirdly, the incoming grain distributes its energy so that one or more grains can leave the bed. The splash process is described by the splash function  $S(u_i, \varphi_i, \theta_i, u_e, \varphi_e, \theta_e)$ . It defines the probability to dislodge a grain with a certain angle  $\varphi_e, \theta_e$  and velocity  $u_e$  due to an impacting grain with an angle  $\varphi_i, \theta_i$  and velocity  $u_i$ . Regarding the angles  $\theta$  to be the angles determining horizontal directions they vary only due to lateral diffusion. That means that they result to zero in average. For the saltation transport here described it is found an impact angle with respect to the sand bed from  $10^\circ$  to  $15^\circ$ .

Different approaches to describe saltation in a macroscopic way have been made. They are not properly connected with the microscopic processes explained upper. Required macroscopic variable is the send flux  $q$  (which means the sand flux per unit width and time). This sand flux depends on the shear velocity  $u_*$ , the threshold  $u_{*i}$ , the grain diameter  $d$  and others. In the following relations history and transients out of non-equilibrium conditions are not considered. Hence, they describe the equilibrium state where the sand flux is saturated.

Measurement in wind tunnels showed that for shear velocities  $u_* \gg u_{*i}$  the sand flux scales with the cube of the shear velocity ( $q \propto u_*^3$ ). Near the shear threshold the situation seems to be much more complicated. Still there are differences between empirical and theoretical flux estimations. One possible relation proposing the cubic proportionality is

$$q_B = C_B \frac{\rho_{air}}{g} \sqrt{\frac{d}{D}} u_*^3, \quad (10)$$

where  $d$  is the grain diameter and  $D = 250\mu m$  – a reference grain diameter. To include the fact that under a certain threshold the shear stress is not strong enough to

keep saltation transport many other phenomenological sand flux relations have been made. The widely used expression was mentioned, for instance, in [9]

$$q_L = C_L \frac{\rho_{air}}{g} u_*^2 (u_* - u_{*t}), \quad (11)$$

where  $C_L$  is a fit parameter.

Other attempts to average the microscopic processes contained more information about sand transport one can find in [10, 11]. In [11] has been performed the following relation,

$$q_S = C_S \frac{\rho_{air}}{g} u_* (u_* - u_{*t}) (u_* + 7.6u_{*t} + 2.05ms^{-1}), \quad (12)$$

where  $C_S$  is an analytically determined parameter.

Relevant experimental data is reproduced quite well with this functional structure. Important question is how the system behaves in non-equilibrium states which still have not reached the saturation state. Numerical simulations on the grain scale showed that the system needs about two seconds to reach the equilibrium state for a flat surface. This matches quite well with experimental data by wind tunnel measurements. A macroscopic continuum saltation model was proposed recently that includes saturation transients and for the other scalar quantities

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \quad (13)$$

where  $\bar{\phi}$  and  $\phi'$  are the mean and fluctuating parts, denotes for example pressure  $p$  or energy.

After use given upper argumentation with the help of Navier-Stokes equations and taking a time or ensemble average one can obtain the following set:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho u) = 0, \quad (14)$$

$$\rho \frac{du_i}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \mu \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \frac{\partial u_l}{\partial x_l} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x_i} (-\rho \langle u'_i u'_j \rangle), \quad (15)$$

Equations (14) and (15) can be called Reynolds - averaged Navier-Stokes equations. Their only difference to the outgoing Navier-Stokes equations are the additional terms of the Reynolds stresses  $\frac{\partial}{\partial x_i} (-\rho \langle u'_i u'_j \rangle)$ . A relation of these to the mean velocity gradients comprises the Boussinesq hypothesis

$$-\rho \langle u'_i u'_j \rangle = \mu_t \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \left( \rho k + \mu_t \frac{\partial u_l}{\partial x_l} \right) \delta_{ij}, \quad (16)$$

where  $k$  is the kinetic energy and  $\mu_t$  – the turbulent viscosity. The Boussinesq hypothesis contains the small inconsistency that  $\mu_t$  is assumed to be isotropic and scalar which is not strictly true.  $k$  and  $\mu_t$  can be calculated for example with the semi-empirical  $k$ - $e$  model of Launder and Spalding. There the turbulent kinetic energy  $k$  and the turbulence dissipation rate  $e$  are calculated by two differential equations. The turbulent viscosity finally is obtained by

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{e}, \quad (17)$$

where  $C_\mu = 0.09$  is a constant, determined by experiments with air and water.

#### 4. SOME MODEL RESULTS

It was shown in [12] that there appears a large eddy in the lee side after the sharp brink of a dune. A separation of the quasi-laminar flow which is also found at the windward side and the turbulent eddy holds over a long distance after the brink. The separation streamline reaches from the point of flow separation (the brink) to the point of re-attachment at a distance of approximately six times the height of the brink. The surface formed by the separation streamlines is called separation bubble  $s(x)$ . According to [9] the air shear stress  $\tau(x, y)$  on the windward side of the dune can be calculated using the envelope that comprises the dune and the barchans' dunes showed that between the horns of a barchan only a negligible amount of sediment transport occurs. That means that the shear stress  $\tau(x, y)$  in the separation bubble be set to zero.

Hence, the envelope surface  $\tilde{h}(x, y)$  is used for the calculation of the air shear stress over a dune. The functional form for a separation bubble is obtained by the minimal heuristic ansatz of a polynomial of third order. Therefore the dune surface is cut into slides in the wind direction where every slide has its own separation streamline  $s(x)$ . The condition of smoothness determines already three parameters of the polynomial as the height of the brink  $s(0) = h'_0$ , the wind ward slope at the brink has to coincide with the separation streamline's first point  $s'(0) = h'_0$  and the height and slope are zero at the reattachment point  $s(L_r) = 0$ ,  $s'(L_r) = 0$  (assuming that the separation streamline ends on the ground), i.e.:

$$\begin{aligned} s(x) &= a_3 x^3 + a_2 x^2 + h'_0 x + h_0, \\ a_3 &= (2h_0 + h'_0 L_r) L_r^{-3}, \\ a_2 &= -(3h_0 + 2h'_0 L_r) L_r^{-2}. \end{aligned} \quad (18)$$

The downwind distance  $L_r$  is determined by phenomenological observations. According to [12] a good estimate is given by setting the maximum slope of the separation streamline equal to  $C = 0.25$  ( $14^\circ$ ). A second-order approximation yields finally the equation for the length of the separation streamline,

$$L_r = \frac{3h_0}{2C} \left( 1 + \frac{1}{4} \frac{h'_0}{C} + \frac{1}{8} \left( \frac{h'_0}{C} \right)^2 \right). \quad (19)$$

For simulations of dune fields and of dunes which localize on a field sand bed the separation streamlines do not connect smoothly to the height profile but intersect the surface at a distance smaller than  $L_r$  after a brink. The height  $h_1$  and the slope  $h'_1$  at the intersection point at  $x = x_1 = x_0 + L$  now substitute the parameters  $s(L_r) = 0$  and  $s'(L_r) = 0$ , respectively. Hence, the new separation streamline is calculated according to

$$\begin{aligned} s_n(x) &= a_3 x^3 + a_2 x^2 + h'_0 x + h_0, \\ a_2 &= -(3h_1 - h'_1 x + 2h'_0 x_1 - 3h_0) L^{-2}, \\ a_3 &= (h'_1 L - 2h_1 + h'_0 L_r + 2h_0) L^{-3}. \end{aligned} \quad (20)$$

Using the concept of the separation bubble the shear stress of the wind over a dune can be calculated with an algorithm which is valid for smooth surfaces. The most suitable layer for this purpose should be the shear stress layer. In [13] has been obtained the following shear stress perturbation in wind direction for a smooth hill

$$\begin{aligned} \tilde{\tau}_x(k_x, k_y) &= \frac{h(k_x, k_y) k_x^2}{|k|} \frac{2}{U^2(l)} \times \\ &\times \left( 1 + \frac{2 \ln L |k_x| + 4\gamma + 1 + i \operatorname{sign}(k_x) \pi}{\ln l / z_o} \right), \end{aligned} \quad (21)$$

and for the shear stress perturbation in lateral direction

$$\tilde{\tau}_x(k_x, k_y) = \frac{h(k_x, k_y) k_x k_y}{|k|} \frac{2}{U^2(l)}, \quad (22)$$

where  $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$  and  $\gamma = 0.577216$  (Euler's constant). Equations (21) and (22) are taken in Fourier space with the wave number  $k_x$  and  $k_y$ .  $U(l)$  is the normalized velocity of the undisturbed logarithmic profile at the height [14].

Strictly speaking [15] the governing equations for dunes motion has to be considered as model ones which came from local microscopic conservation laws.

## 5. DIMENSIONLESS ANALYSIS OF DUNES MODELING

Consider quantity  $H_j$  to characterize the strength of the dunes motion event as their maximum height attained by the barchans. The absence of surface tension in granular media makes dimensional analysis even more tractable here than in the liquid case. The only other physical quantities of importance are: the individual grain diameter  $D_b$ , the impact velocity  $U$ , gravity  $g$ , along with material properties: the density of the sand  $\rho_s$ , the material (silica) –  $r_b$ , and finally the effective viscosity of the granular media  $\mu_e$ . For simplicity we can assume that the grain size  $d_s$  only enters the problem through the effective viscosity. The dimensional analysis properly shows that the barchans height should follow an unknown function of only three dimensionless parameters

$$H_j / D_b = \Phi(r_p, \operatorname{Re}, \operatorname{Fr})$$

i.e., a density ratio  $r_p = \rho_b / \rho_s$ , Reynolds number  $\operatorname{Re} = \rho_s U D_b / \mu_e$ , and a Froude number  $\operatorname{Fr} = U / \sqrt{g D_b}$ . The effective viscosity of flowing granular media remains an active topic of research and is far from fully characterized.

## 6. CONCLUSIONS

Particular study of this subject shows that phenomena governed more by compressive rather than shear stresses, therefore, the relevant model for sand motion (say, dunes) can be only a rough approximation.

Furthermore, note that with the typical definition of the effective granular viscosity, the Reynolds number simply reduces to a geometric factor  $\operatorname{Re} = \frac{1}{2} (D_b / d_s)^2$ , which is a constant for each grain size. The effective dynamic viscosity from the above formulas varies here in a range between 4 and 200 times that of water. The corresponding Reynolds numbers are between 1200 and 14000.

Dimensional analysis does not provide the form of the function  $F$ . However, using the above definition it is possible to show that the normalized dunes height collapses using a simple product of the Froude and Reynolds numbers. Instead of using the Reynolds number one could simply replace it by the dimensionless ratio  $D_b / d_s$  in the above dimensional analysis. This would, however, obscure the effects of frictional dissipation, which clearly plays an important role in this process. Ignoring friction, one can construct a simple energy balance between the kinetic energy of the impacting  $\rho_b D_b^3 U^2$  and the potential energy of the dunes  $\rho_s g d_s^2 H_j^2$ , where we assume the dunes thickness is proportional to  $d_s$ . This produces the following scaling

$$H_j / D_b \propto r_p \text{Fr} \sqrt{\text{Re}}.$$

In other words, was one to increase the grain diameter  $d_s$  by a factor of 10 ~ i.e., reduce Re by 100! for the same impact conditions, then the frictionless flow would predict a 10-fold reduction in  $H_j$ , whereas the experiments suggest a 100-fold reduction. This shows clearly that viscous forces play a role in the granular dunes formation (and their relevant dynamics), as well as gravity and inertia.

#### REFERENCES

1. Bagnold R.A. The size-grading of sand by wind. *Proc. R. Soc. (Ser. A)*, 1937, no. 163, pp. 250–264.
2. Houghton J.T. *The physics of atmospheres*, 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1986.
3. Prandtl L. The mechanics of viscous fluids. *Aerodynamic theory*. Berlin: Springer, 1935, vol. III, pp. 34–208.
4. Friedman G.M., Sunders J.E. *Principles of sedimentology*. New York: Wiley, 1978, 439 p.
5. Pye K., Tsoar H. *Aeolian sand and sand dunes*. London: Unwin Hyman, 1990.
6. Sorensen M. Estimation of some aeolian sultation transport parameters from transport rate profiles. *Proc. Int. Wkshp. Physics of Blown. Sand*. Denmark, 1985, vol. I, pp. 141–190. In Barndorf-Nielsen et al (Eds).
7. Sorensen M. An analytic model of wind-blown sand transport. *Acta Mechanica (Suppl.)*, 1991, no. 1, pp. 67–81.
8. Bagnold R.A. The movement of desert sand. *Proc. R. Soc. (Ser. A)*, 1936, no. 157, pp. 594–620.
9. Zeman O., Jensen N.O. Progress report on modeling permanent form sand dunes. *Risø National Laboratory M-2738*, 1988.
10. Bagnold R.A. The nature of saltation and bed-load transport in water. *Proc. R. Soc. (Ser. A)*, 1973, no. 332, pp. 473–504.
11. Shields A. Applications of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Technical Report Publ.*, no. 167, California Inst. Technol. Hydrodynamics Lab., 1936.
12. Herrmann H.J., Sauermann G. The shape of dunes. *Physica A*, 2000, no. 283, pp. 24–30.
13. Weng W.S., Hunt J.C.R., Carruthers D.J., Warren A., Wiggs G.F.S., Livingstone I., Castro I. Air flow and sand transport over sand–dunes. *Acta Mechanica (Suppl.)*, 1991, no. 2, pp. 1–22.
14. Sauermann G., Rognon P., Polyakov A., Herrmann H.J. The shape of the barchan dunes of southern Morocco. *Geomorphology*, 2000, no. 36, pp. 47–62.
15. Kadanoff Leo P. Built upon sand: Theoretical ideas inspired by granular flows. *Rev. Mod. Phys.*, 1999, no. 71, pp. 435.

### ДО ТЕОРЕТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ РУХУ ПІЩАНИХ ДЮН

**О.І. Герасимов**, д.ф.-м.н.,

**І.С. Андріанова**, к.ф.-м.н.

*Одеський державний екологічний університет,  
ул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, gerasymovoleg@gmail.com*

Перенесення піску вітром представляє собою потужний ерозійний чинник, який впливає на створення та динаміку піщаних дюн ,а також завантажує атмосферу пиловими фракціями. У статті представлено стислий огляд фізики піску, що переноситься вітром. Зокрема розглянуто фізичну кінетику піщаних утворювань, формування і розвитку дюн та їхніх елементів. Також обговорюються деякі класи керуючих рівнянь, що описують фізику вітрового переносу піску і динаміку дюн,проблеми їх формулювання та розв'язків.

Ключові слова: піщані дюни, вітровий потік, напруга зсуву, гранульована в'язкість.

### К ТЕОРЕТИЧЕСКОМУ МОДЕЛИРОВАНИЮ ДВИЖЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ДЮН

**О.И. Герасимов**, д.ф.-м.н.,

**И.С.Андріанова**, к.ф.-м.н.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, gerasymovoleg@gmail.com*

Перенос песка ветром представляет собою мощную эрозийную силу, создающую песчаные дюны и рябь, и загружает атмосферу взвешенными пылевыми аэрозолями. В статье представлен краткий обзор физики переносимого ветром песка. В частности рассмотрена физика скачков песчаных гранул, формирования и развития песчаных дюн и гребней. Также обсуждаются некоторые классы управляющих уравнений, описывающих физику переносимого ветром песка и образования дюн.

**Ключевые слова:** песчаные дюны, ветровой поток, сдвиговое напряжение, гранулированная вязкость.

*Дата першого подання: 27.07.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 08.09.2015*

*Дата публікації статті: 26.11.2015*

## REVIEW OF FUNDAMENTAL NUCLEAR-GEOPHYSICAL RESEARCHES IN OSENU: I. STANDARD BETA DECAY THEORY ELEMENTS AND NEW COOPERATIVE ELECTRON- $\beta$ -NUCLEAR SPECTROSCOPY

A.V. Glushkov , Dr. Sci. (Phys.-Math.)

Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)

This paper opens a series of publications, devoted to review of new results of the original nuclear-geophysical researches at the OSENU mathematics department and its laboratories (computational and quantum mathematics and mechanics, environmental radioactivity, nuclear geophysics). Primarily the first material will focus on fundamental issues that constitute the theoretical basis of the further applied nuclear – geophysical research. It is shortly presented a modern approach to computing the key parameters of the beta decay processes. There are discussed the cooperative electron  $\beta$ -nuclear processes in atoms and molecules, including the excitation, ionization, electronic rearrangement, induced by the nuclear reactions and  $\beta$ -decay. A few factors are taken into account: changing the integration limits in the Fermi function integral, energy corrections for different chemical substances, and the possibility of the bound  $\beta$ -decay or other exotic decay channels.

**Key words:** nuclear geophysics, electron  $\beta$ -decay processes, cooperative electron-beta-nuclear spectroscopy

---

### 1. INTRODUCTION

This paper opens a series of publications, devoted to review of new results of the original nuclear-geophysical researches at the OSENU mathematics department and its laboratories (computational and quantum mathematics and mechanics, environmental radioactivity, nuclear geophysics). Primarily the first material will focus on fundamental issues that constitute the theoretical basis of the further applied nuclear – geophysical research [1-30].

Let us remind the classical definitions. As it is well known, a nuclear geophysics usually studies a spreading radioactive elements and stable isotopes in the Earth, the impact of this distribution on the geological history of the Earth and the issues of determining the absolute age of the Earth's crust as well as the processes leading to the concentration of radioactive elements in various areas of the LC and the formation of industrial fields [1-4]. Besides, there are considered the methods of investigation of the Earth's crust geological structure based on the radioactive radiation emission and studying the nuclear properties of elements. The direct tasks of nuclear geophysics are connected with studying spatial energetic and spatio-temporal distribution of irradiation in substance under known fundamental characteristics (such as cross-sections of elementary processes of interaction of radiation with substance etc). Surely, theoretical solving is based using the mathematical models of radiation spreading in different mediums. Artificial radioactivity occurs during irradiation of rocks and environments by gamma rays or

neutrons. By measuring certain characteristics of the induced field, one can judge about the gamma and neutron properties of rocks, which are determined by the chemical composition of elements and physical properties of rocks. There are many man-made nuclear-physical methods for determining the chemical composition and physical properties of rocks based on the use of a neutron (neutron, neutron-gamma, etc.) or gamma radiation (gamma-gamma, gamma-neutron, X-ray radiometric etc). One should mention so-called geocosmic method based on the underground registration of space muons, which is related to modern nuclear geophysics too (see details in Ref.[1-4]). One of the most actual and important problem is connected with correct quantitative description of environmental radioactivity dynamics as well as standard geosphere's dynamics [31,32]. Usually one should note the following actual problems such as long-term investigation of the behavior of radionuclides in the environment, elucidation of the mechanism of transfer of radionuclides in the environment. It is of a great interest a radionuclide transport in geospheres, the terrestrial radionuclide dynamics - research radionuclide transfer and migration in the terrestrial environment etc. The main purposes of modeling, measurements and forecasting approach include to evaluate and predict environmental radionuclide transfer and radiation through using computer simulations and other methods, to develop improved technologies to monitor and measure radiation.

As it is noted above, we start from fundamental issues that constitute the theoretical basis of the further applied



studies and discuss the cooperative electron  $\beta$ -nuclear processes in atoms and molecules, including the excitation, ionization, electronic rearrangement, induced by the nuclear reactions and  $\beta$ -decay. It is shortly presented a modern approach to computing the key parameters of the beta decay processes. A few factors are taken into account: changing the integration limits in the Fermi function integral, energy corrections for different chemical substances, and the possibility of the bound  $\beta$ -decay or other decay channels.

## 2. REVIEW OF MOST IMPORTANT RESULTS MODERN PROBLEMS

Methods for influencing the radioactive decay rate have been sought from the first years of formation of nuclear physics. Beta decay strengths influence nuclear transmutations, the pathways of stellar nucleosynthesis in stars and the resulting abundance of atomic nuclei. Nuclear transmutation (i.e. change in the nuclear charge) induced by nuclear reactions of radioactivity are often accompanied by a redistribution of the electrons around the final transmuted nucleus. Electrons originally in the ground state of the target atom (molecule) can be excited either in the bound spectrum or to the continuum of energy. Calculations of the population distribution of the atomic states of the daughter atom require a complete description of both the bound spectrum and the continuum of energy. Calculation of the  $\beta$  decay parameters while taking into account the cooperative electronic processes (an interaction between beta particle, generated by an atomic nucleus, and the electron shells, which surround a beta active nucleus in the atomic or molecular system) and the chemical environment contribution is now of a great theoretical and experimental interest (see, for details, Refs. [5-18]). Discrepancies in the experimental data for parameters of the  $\beta$ -decay in the heavy radioactive nuclei can be partly explained by contributions of the cooperative electron-nuclear processes and chemical bond effect. Naturally, the problem of detecting a neutrino mass is of a great importance.

The possible source of the corresponding data about it is the  $\beta$ -decay spectrum shape. As it is well known, neutrinos were postulated by Pauli (1930) to properly explain the  $\beta$ -decay of the free neutron  $n \rightarrow p + e^- + \bar{\nu}_e$  without violating energy-momentum conservation. In the last years new experimental feasibilities have allowed for improvements in the measurement of the  $\beta$ -decay parameters resulting in a more accurate definition of the neutrino mass [5,6]. These data are especially important for standardization of the beta decay parameters for a whole number of the heavy radioactive nuclei. It is interesting to note that discrepancies in data on the half-life period for  $^{241}\text{Pu}$  are not explained hitherto, though quite a reasonable

comment is connected with taking into account the bound  $\beta$ -decay channel etc (see Refs. [7]). The population distribution of the atomic states of the daughter atom requires a complete and correct description of the cooperative electron-nuclear processes and chemical environment effect on the  $\beta$ -decay parameters [5-18].

One has to consider the following effects [7]: i) Changing the electron wave functions because of the changing atomic electric field; changing the valence shell occupation numbers in different chemical substances; ii) The integration limits (calculating the Fermi integral function) are also changed in a case of the different chemical substances; as a rule,  $\beta$ -particle and neutrino take away the difference between the initial and transmuted final nuclei, provided by the nuclear and electronic rearrangement. One must also mention the additional channel, when  $\beta$ -electron occupies a free state in the bound atomic spectrum. Approaches implemented up to now can be characterized as force ones using, first of all, the change in energy balance of radioactive decay: creation of isomeric states, variation of energy of the chemical bond in molecules with radioactive atoms and  $\beta$ -decay to bound states in the ionized atoms.

The last channel was discovered for the first time in experiments on the synchrotron and SIS/ESR (GSI, Germany), when the bound  $\beta$  decay  $^{163}\text{Dy}^{66+} \rightarrow ^{163}\text{Ho}^{66+}$  was studied by using the technology of the highly- or fully-ionized atomic beams (multicharged ions) (see details in [7] and references therein). In fact, the  $\beta$ -transition  $\text{Dy}^{66+} \rightarrow \text{Ho}^{66+}$  was observed, which is accompanied by a capture of the  $\beta$ -particle on the  $K$  and  $L$  shell levels in the bound spectrum of the daughter atom. In fact, the complete ionization of  $^{163}\text{Dy}$  in the storage ring of a heavy ion accelerator makes its beta decay to the  $K$  shell of  $^{163}\text{Ho}$  possible, with a half-life of 47 days, while in the neutral atom this decay is energetically forbidden. The similar effect was obtained for  $^{187}\text{Re}$ . Let us remember also that such an effect may be responsible for creation of elements in the space and astrophysical plasma (see details in Refs. [5,18-20]). The important results are linked with the first measurement of a ratio  $\lambda_{\beta b}/\lambda_{\beta c}$  of bound-state ( $\lambda_{\beta b}$ ) and continuum-state ( $\lambda_{\beta c}$ )  $\beta^-$ -decay rates for the case of bare  $^{207}\text{Tl}^{81+}$  ions. These ions were produced at the GSI fragment separator FRS by projectile fragmentation of a  $^{208}\text{Pb}$  beam. The half-lives of isomeric states of fully ionized  $^{144}\text{Tb}$ ,  $^{149}\text{Dy}$ ,  $^{151}\text{Er}$  were measured too (see [6-10] and references therein). These nuclides were produced via fragmentation of about 900 MeV/u  $^{209}\text{Bi}$  projectiles, separated in flight with the fragment separator (FRS) and stored in the cooler ring (ESR). The authors of Ref. [18] observed for the first time drastic increases of the half-lives of bare isomers by factors of up to 30 compared to their neutral counterparts. This phenomenon is due to the exclusion of the strong internal conversion and electron-

capture channels in the radioactive decay of these bare nuclei. The authors of Ref. [7] reported on the study of the dominating breakup channels involving  $n\alpha^6\text{He}$  or  $3n2\alpha$  in the final state, with special emphasis dedicated in this contribution to the three-particle channel. One could also mention the known change of the decay rate for  $^7\text{Be}$ , which was measured most thoroughly. The change in the  $K$ -capture rate by  $\sim 10^{-2}$  due to the influence of the energy of chemical bond and the atomic configuration of the environment (including measurements with  $^7\text{Be}$  placed inside the fullerene  $\text{C}_{60}$ ) was registered (see Refs. [5-16]). It has been experimentally and theoretically found that the chemical environment (chemical bond, pressure etc.) effect resulted in changing ( $\sim 0.1$ – $1.0\%$ ) the corresponding decay constant. The helium-isotope mass-spectroscopy method for measuring the triton decay constant for various cases of the electron environment was used to determine the tritium half-life without allowance for decay to beta-electron bound states and to calculate the respective reduced half-life in Ref. [5-7]. More intriguing effects are considered in a case of  $\alpha$ -decay (see Refs. In [7]). Results on variation of the decay rate of Mössbauer isomers due to interference of electromagnetic waves in the system of the emitter and a screen from the same atom in the ground state situated at a distance of  $\sim 2\text{mm}$  seem quite impressive [19]. The values of the measured relative variation of the decay rate for  $^{119\text{m}}\text{Sn}$ ,  $^{125\text{m}}\text{Te}$  reach  $\sim 10\%$ . The elementary cooperative electron- $\beta$  and  $\gamma$ -nuclear processes in atoms and molecules were considered in the pioneering papers by Migdal (1941), Levinger (1953), Schwartz (1953), Gol'dansky-Letokhov-Ivanov (1971-1976), Kaplan-Markin-Yudin (1973-1975), reviews by Batkin-Smirnov (1980), papers by Freedman (1974), Carlson et al. (1968), Intemann (1983), Isozumi et al. (1977), Law-Campbell (1975), Martin-Cohen (1975), Mukouama et al. (1978), Law-Suzuki (1982), Wauters-Vaeck (1997) et al [5-20]. The elementary cooperative electron  $\alpha$ -nuclear processes were considered in the papers by Levinger (1953), Hansen (1974), Watson (1975), Anholt-Amundsen (1982), Law (1977), Mukoyama-Ito (1988) et al (see Refs. [5-10]). In this context, the known Mössbauer, Szilard-Chalmers and other cooperative effects should be mentioned. The consistent quantum electrodynamics (QED) theory of cooperative electron  $\gamma$ -nuclear processes in atoms and molecules is developed in Refs. [7,24-31]. In fact, it is possibly a reverse bridging between nuclear structure theory and quantum chemistry (atomic and molecular physics). Data on  $\beta$ -decay parameters can be used for studying the chemical bond nature, treating the spatial structure of molecular orbitals, identifying the electron states in some tritium-containing systems and diagnostics of the compounds by means of exchange of the hydrogen atoms by tritium (“tritium probe”).

### 3. ELEMENTS OF MODERN $\beta$ -DECAY THEORY AND COOPERATIVE ELECTRON- $\beta$ -NUCLEAR PROCESSES

As it is well known, the fundamental process behind  $\beta$  decay is weak interaction of the down (up) quarks (for example:  $d \rightarrow u + e^- + \bar{\nu}_e$  etc) via the exchange of virtual bosons [ $81.8 (W^\pm)$  and  $91.2 (Z^0)$   $\text{GeV}/c^2$ ].

The first theory of  $\beta$ -decay was proposed by E. Fermi (1934), who introduced the local (contact) 4-fermion interaction of the nucleons and leptons. Hamiltonian of the Fermi nucleon-lepton interaction is as follows

$$H_\beta = G_\beta (\bar{\Psi}_p \gamma_\mu \Psi_n) (\bar{\Psi}_e \gamma^\mu \Psi_\nu) . \quad (1)$$

Here  $G_\beta$  is the Fermi constant,  $\Psi$  are the four-component wave functions of the particles (solutions of the Dirac equation),  $\bar{\Psi}_e = \Psi_e^\dagger \gamma_0$ ,  $\gamma^\mu$  are the Dirac matrices,  $\mu=0,1,2,3,4$ ;  $\gamma^0 = \gamma_0$ ;  $\gamma^i = -\gamma_i$  ( $i=1,2,3$ ).

The nucleon-lepton interaction had purely vector form in the Fermi theory. The modern “V-A” theory usually uses an effective  $\beta$ -decay Hamiltonian which was introduced by Feynman and Gell-Mann

$$H_\beta = \frac{G_\beta}{\sqrt{2}} J^\mu(x) L_\mu(x) + \text{c.c.} , \quad (2)$$

where  $J^\mu$  is the nucleonic current,  $L_\mu$  is the leptonic current and  $x$  is a spatial-temporal coordinate.

Despite a great progress in development of the comprehensive theory for the nuclear  $\beta$ -decay (electroweak interactions), hitherto many practical questions are far from a satisfactory treatment. The further consistent calculations of the  $\beta$ -decay parameters that take into account accompanying cooperative effects are needed. The widespread quantum mechanical methods (such as the Hartree-Fock (HF) method, the random-phase approximation, the Coulomb approximation (CA), the Hartree-Fock-Slater (HFS) and Dirac-Fock (DF) methods, DFT etc) are usually used in the atomic calculations and calculations of the  $\beta$ -allowed (superallowed) transitions parameters [5-7].

The difficulties of the corresponding calculations are well known (insufficiently correct account for exchange and correlation in the wave functions of  $\beta$ -particle, problem of gauge invariance, generation of the non-optimized bases of the wave functions for a discrete spectrum and continuum etc). The nuclear, relativistic, radiative corrections should be accurately taken into account too. As a rule, to estimate the  $\beta$ -spectrum shape and decay parameters, the special tables [5,16] of the Fermi functions are usually used (the CA data). In some papers (see Refs. [5]) the HFS approach that takes into account the nuclear

finite size effect was used. In some papers (see Refs. [28,29] and references therein) the DF method is used. A gauge-invariant QED PT formalism for the calculation of the spectra and wave functions for heavy atoms while taking into account the relativistic, correlation, nuclear, and QED effects has been developed in Refs. [23-28]. This formalism provides two optimized gauge invariant (GI) calculation schemes with the DF (GIDF) and DKS (GIDKS) zeroth approximation. Below, the DKS scheme is used in our calculation.

As it is well known, a probability of the transition from the initial state  $|\xi\rangle$  with the energy  $E_\xi$  to some final state  $\langle f|$  with the energy  $E_f$  per unit of time is defined as follows

$$dW_{\xi f} = (2\pi/\hbar) |\langle f | H | \xi \rangle|^2 (dN/dE)|_{E=E_0}, E_0 = E_f - E_\xi, \quad (3)$$

where the value  $(dN/dE)$  defines a density of the final states of a system per unit of energy and the corresponding matrix element is

$$\langle f | H | \xi \rangle = \int \psi_f H_\beta \psi_\xi d^3 r_1 \dots d^3 r_A, \quad (4)$$

where the interaction Hamiltonian  $H_\beta$  and wave functions of the initial  $\psi_\xi$  and final  $\psi_f$  states. The expression for a number of the  $\beta$ -,  $\bar{\nu}$ -particles with energy in the interval from  $E$  till  $E+dE$  is as follows

$$dW_{\xi f} = \frac{1}{2\pi^3 \hbar^7 c^5} |\langle f | H_\beta | \xi \rangle|^2 \sqrt{E_e^2 - m^2 c^4} E_e (E_0 - E_e)^2 dE_e, \quad (5)$$

$$dW_{\xi f} = \frac{1}{2\pi^3 \hbar^7 c^5} |\langle f | H_\beta | \xi \rangle|^2 \sqrt{(E_0 - E_\nu)^2 - m^2 c^4} (E_0 - E_\nu) E_\nu^2 dE_\nu. \quad (6)$$

Further we will study the allowed and super allowed  $\beta$ -transitions. The contribution of these transitions is the most significant to the resulting spectrum of the  $\beta$ -decay. At the same time, the forbidden transitions contribution is usually about a few percent of the total intensity. Distribution of  $\beta$  particles on energy in a case of the allowed transitions is as follows

$$dW_\beta(E)/dE = \frac{1}{2\pi^3} G^2 \cdot F(E, Z) \cdot E \cdot p \cdot (E_0 - E)^2 \cdot |M|^2. \quad (7)$$

Here  $E, p=(E^2-1)^{1/2}$  are the total energy and pulse of  $\beta$ -particle;  $E_0=1+(E_b/m_e c^2)$ ,  $E_b$  is the boundary energy of  $\beta$ -spectrum;  $|M|$  is a matrix element, which is not dependent on an energy in a case of the allowed  $\beta$ -transitions. The Fermi and integral Fermi functions are defined as follows: [7]

$$F(E, Z) = \frac{1}{2p^2} (g_{-1}^2 + f_{+1}^2), \quad (8)$$

$$f(E_0, Z) = \int_1^{E_0} F(E, Z) \cdot E \cdot p \cdot (E_0 - E)^2 dE. \quad (9)$$

Here  $f_{-1}$  and  $g_{-1}$  are the relativistic electron radial functions; the indexes  $\pm 1 = \chi$ , where  $\chi = (l-j)/(2j+1)$ . The half-life period can be defined as follows

$$T_{1/2} = 2\pi^3 \ln 2 / [G_\beta^2 |M|^2 f(E_0, Z)]. \quad (10)$$

Here two calculation schemes can be used: i) The relativistic electron radial wave functions are calculated on the boundary of the spherical nucleus with radius  $R$  (see [13,14]); ii) The values of these functions in zero are used in further computing. In the next paper we present the theoretical basis of our relativistic many-body perturbation theory with the optimized Dirac-Kohn-Sham zeroth approximation for the further studying and computing the  $\beta$ -decay parameters for a number of allowed (superalowed) transitions (for example,  $^{33}\text{P}$ - $^{33}\text{S}$ ,  $^{241}\text{Pu}$ - $^{241}\text{Am}$  and others rock elements) and studying a chemical bond effect on  $\beta$ -decay parameters.

## REFERENCES

1. Meyer V.A., Vaganov P.A. *Fundamentals of nuclear geophysics*. Moscow: Nedra, 1978.
2. Pshenichny G.A. *Interaction of radiation with matter and modeling the problems of nuclear geophysics*. Moscow: Nedra, 1982.
3. Yakubovich A.L., Zaytsev E.I., Przhlyaglovsky S.M. *Nuclear geophysical methods of analysis of the mountains-governmental rocks*. Moscow: Nedra, 1988.
4. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N. et al. Galactic cosmic rays - clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* (Elsevier Ltd.), 2010, vol.72, pp.498-508.
5. Gelepov B.C., Zyryanova L.N., Suslov Yu.P. *Beta processes*. Leningrad, 1972. 372 p.
6. Marciano W., White S. (Eds). *Electromagnetic Probes of Fundamental Physics*. Singapore: World Scient, 2003, 560 p.;
7. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Lovett L. Electron-Nuclear Spectroscopy of Atoms and Molecules and Chemical Environment Effect on the beta-Decay parameters. *Advances in the Theory of Atomic and Molecular Systems Dynamics, Spectroscopy, Clusters, and Nanostructures. Series: Progress in Theoretical Chemistry and Physics*. Berlin: SPRINGER, 2009, vol.20, pp.125-152. (Eds: Piecuch P., Maruani J., Delgado-Barrio G., Wilson S.)
8. Kaplan I. Endpoint energy in the molecular beta spectrum, atomic mass defect and the negative  $m_\nu^2$  puzzle. *J.Phys.G.: Nucl.Part.Phys.*, 1997, vol.23, pp.683-692.
9. Glushkov A.V. Laser- electron-beta-nuclear spectroscopy of atomic and molecular systems and chemical environment effect on the beta-decay parameters: Review. *Photoelectronics*, 2010, no.19, pp. 28-42.
10. Wauters L., Vaeck N. Study of the electron rearrangement induced by nuclear transmutation: A B-spline approach applied to the beta decay of  $^6\text{He}$ . *Phys. Rev. C.*, 1996, vol.53, no. 1, pp. 497-500.
11. Wauters L., Vaeck N., Godefroid N., van der Hart H., Demeur M. Recoil-induced electron excitation and ionization in one- and two-electron ions. *J. Phys. B.:Atom. Mol.Opt. Phys.*, 1997, vol.30,

- pp.4569-4588.
12. Drukarev E.G., Strikman M.I. Final state interactions of beta electrons and related phenomena. *JETP*, 1986, vol.64(10), pp.1160-1168.
  13. Gedasimov V.N., Zelenkov A.G., Kulakov V.M., Pchelin V.A., Sokolovskaya M.V., Soldatov A.A., Chistyakov L.V. An effect of chemical environment on spectra of conversion electrons for E3-transitions of  $^{99m}\text{Tc}$ . *JETP*. (8694), pp.1169-1178 (1984); Soldatov A.A. Preprint of I.V.Kurchatov Institute for Atomic Energy IAE-3916 (1983).
  14. Tegen R. Beta decay of the free neutron and a (near) degenerate neutrino mass. *Nucl.Phys.A.*, 2002, vol.706, pp. 193-202.
  15. Izosimov I.N., Kazimov A.A., Kalinnikov V.G., Solnyshkin A.A., Suhonen J. Beta-Decay Strength Measurement, Total Beta-Decay Energy Determination and Decay-Scheme Completeness Testing by Total Absorption gamma-ray Spectroscopy. *Phys. Atom. Nucl.*, 2004, vol. 67, no. 10, pp. 1876-1882.
  16. Karpeshin F.F., Trzhaskovskaya M.B., Gangrskii Yu.P. Resonance Internal Conversion in Hydrogen-Like Ions. *JETP*, 2004, vol.99, no. 2, pp. 286-289.
  17. Kopytin I.V., Karelin K.N., Nekipelov A.A. Exact Inclusion of the Coulomb Field in the Photobeta Decay of a Nucleus and Problem of Bypassed Elements. *Phys. Atom. Nucl.*, 2004, vol. 67, no. 8, pp. 1429-1441.
  18. Litvinov Yu.A., Attallah F., Beckert K., et al. Observation of a dramatic hindrance of the nuclear decay of isomeric states for fully ionized atoms. *Phys. Lett.*, 2003, B 573, 80.
  19. Baldwin G.G., Salem J.C., Goldansky V.I. Approaches to the development of gamma ray lasers. *Rev.Mod.Phys.*, 1981, vol.53, no.4, pp. 687-742.
  20. Glushkov A.V. *Relativistic and Correlation Effects in Spectra of Atomic Systems*. Moscow-Odessa: Nauka, 2006.
  21. The Fundamentals of Electron Density, Density Matrix and Density Functional Theory in Atoms, Molecules and the Solid State. *Progress in Theoretical Chemistry and Physics*. Berlin: Springer, 2004, vol. 14 (Eds: N. Gidopoulos, S. Wilson).
  22. *Supercomputing, Collision Processes, and Applications, Physics of Atoms and Molecules*. New York: Kluwer, 1999 (Eds: K. Bell, K.A. Berrington, D.S.F. Crothers, A. Hibbert, K. Taylor).
  23. Glushkov A.V. Advanced Relativistic Energy Approach to Radiative Decay Processes in Multielectron Atoms and Multicharged Ions. *Quantum Systems in Chemistry and Physics: Progress in Methods and Applications. Series: Frontiers in Theoretical Physics and Chemistry*. Berlin: SPRINGER, 2013, vol.26, pp. 231-254 (Eds: K. Nishikawa, J. Maruani, E. Brandas, G. Delgado-Barrio, P. Piecuch).
  24. Khetselius O.Yu. Relativistic energy approach to cooperative electron-gamma-nuclear processes: NEET Effect. *Quantum Systems in Chemistry and Physics: Progress in Methods and Applications. Series: Progress in Theoretical Chemistry and Physics*. Berlin: SPRINGER, 2013, vol.26, pp. 217-230 (Eds: K. Nishikawa, J. Maruani, E. Brandas, G. Delgado-Barrio, P. Piecuch).
  25. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A. Relativistic theory of cooperative muon-gamma-nuclear processes: Negative muon capture and metastable nucleus discharge. *Advances in the Theory of Quantum Systems in Chemistry and Physics. Series: Frontiers in Theoretical Physics and Chemistry*. Berlin: SPRINGER, 2011, vol.22, pp. 51-70 (Eds: P. Hoggan, E. Brandas, G. Delgado-Barrio, P. Piecuch).
  26. Glushkov A.V. Operator Perturbation Theory for Atomic Systems in a Strong DC Electric Field. *Advances in Quantum Methods and Applications in Chemistry, Physics, and Biology. Series: Frontiers in Theoretical Physics and Chemistry*. Berlin: SPRINGER, 2013, vol.27, part 2, chap.9, pp. 161-178 (Eds: M. Hotokka, J. Maruani, E. Brändas, G. Delgado-Barrio).
  27. Glushkov A.V., Dubrovskaya Yu.V., Gurnitskaya E.P., Khetselius O.Yu. Consistent quantum theory of the recoil induced excitation and ionization in atoms during capture of electron and neutron. *Journ. of Phys. CS*, 2006, vol.35, pp. 425-430.
  28. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Dubrovskaya Yu.V., Vitavetskaya L.A. Quantum calculation of cooperative muon-nuclear processes: discharge of metastable nuclei during  $\mu$  capture. *Recent Advances in Theory of Phys. and Chem. Systems*. Springer, 2006, vol.15, pp.301-308.
  29. Dubrovskaya Yu.V., Khetselius O.Yu., Turin A.V. The beta electron final state interaction effect on beta decay probabilities for  $^{42}\text{Se}$  nucleus within relativistic Hartree-Fock approach. *Photoelectronics*, 2007, no. 16, pp.120-122.
  30. Glushkov A.V., Lovett L., Khetselius O.Yu., Gurnitskaya E.P., Dubrovskaya Yu.V., Loboda A.V. Generalized multiconfiguration model of decay of multipole giant resonances applied to analysis of reaction ( $\mu$ -n) on the nucleus  $^{40}\text{Ca}$ . *International Journal of Modern Physics A. Particles and Fields; Gravitation; Cosmology; Nuclear Physics*, 2009, vol. 24, no.2-3, pp.611-615.
  31. Stepanenko S.N., Shnaindman V.A. An account of baroclinity in model of a boundary layer. *Sbornik LPI*. Leningrad, 1984, pp.59-63.
  32. Glushkov A.V., Serga E.N. Renorm-group approach to studying a turbulence spectrum in general dynamics of atmosphere. *Bulletin of OSENU*, 2011, no. 11, pp. 143-148.

## ОБЗОР ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОГЭКУ: ЭЛЕМЕНТЫ СТАНДАРТНОЙ ТЕОРИИ БЕТА РАСПАДА И НОВОЙ КООПЕРАТИВНОЙ ЭЛЕКТРОН-ВЕТА-ЯДЕРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

**О.В. Глушков**, д-р ф.-м. н., проф.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, glushkovav@gmail.com*

Статья открывает серию публикаций, посвященных обзору новых результатов оригинальных ядерного геофизических исследований, выполненных на кафедре математики ОГЭКУ и его лабораторий (вычислительной и квантовой математики и механики, ядерной геофизики и др.). Первоначальный материал преимущественно концентрируется на фундаментальных проблемах, решение которых составляют теоретическую основу дальнейших прикладных ядерной-геофизических исследований.

Кратко изложены элементы современной теории процессов бета-распада и качественно обсуждаются характерные особенности так называемых кооперативных электрон-бета-ядерных процессов в атомах и молекулах, в том числе возбуждения, ионизации, электронной перестройкой, вызванной ядерных реакций и бета-распада. Несколько факторов учитываются: изменение пределов интегрирования в функции Ферми и интегральной функции Ферми, энергетические поправки для различных химических элементов (вещств), а также возможности связанного бета-распада или других экзотических каналов распада.

**Ключевые слова:** ядерная геофизика, процессы бета-распада, кооперативная электрон-бета-ядерная спектроскопия.

## ОГЛЯД ФУНДАМЕНТАЛЬНИХ ЯДЕРНО-ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ В ОДЕКУ: ЕЛЕМЕНТИ СТАНДАРТНОЇ ТЕОРІЇ БЕТА РАСПАДА І НОВОЇ КООПЕРАТИВНОЇ ЕЛЕКТРОН-БЕТА-ЯДЕРНОЇ СПЕКТРОСКОПІЇ

**О.В. Глушков**, д-р ф.-м. н., проф.

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, glushkovav@gmail.com*

Стаття відкриває серію публікацій, присвячених огляду нових результатів оригінальних ядерного геофізичних досліджень, виконаних на кафедрі математики ОДЕКУ і його лабораторій (обчислювальної та квантової математики і механіки, ядерної геофізики та ін.). Початковий матеріал переважно концентрується на фундаментальних проблемах, вирішення яких складають теоретичну основу подальших прикладних ядерної-геофізичних досліджень. Коротко викладені елементи сучасної теорії процесів бета-розпаду і якісно обговорюються характерні особливості так званих кооперативних електрон-бета-ядерних процесів в атомах і молекулах, у тому числі збудження, іонізації, електронною перестройкою, викликані ядерних реакцій і бета-розпаду. Декілька факторів враховуються: зміна меж інтегрування у функції Фермі та інтегральній функції Фермі, енергетичні поправки для різних хімічних елементів (речовин), а також можливості пов'язаного бета-розпаду або інших екзотичних каналів розпаду.

**Ключові слова:** ядерна геофізика, процеси бета-розпаду, кооперативна електрон-бета-ядерна спектроскопія.

*Дата першого представлення: 05.09.2015  
Дата поступлення окончательной версии: 15.10.2015  
Дата опубликования статьи: 26.11.2015*

УДК: 504.4: 54

## ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЗВЕСИ ПРИ ДАМПИНГЕ ГРУНТА НА МОРСКОЙ ПОДВОДНЫЙ ОТВАЛ

Юрасов С.Н., к.техн.н.,  
Горун В.В.,  
Берлинский Н.А., д.геогр.н.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, urasen54@gmail.com*

В статье рассмотрены различные конечно-разностные схемы при моделировании распространения взвеси после сброса грунта на подводный отвал в плоской и пространственной постановке задачи. Выполнено сопоставление результатов численных экспериментов с расчетами по фундаментальным формулам и с данными натуральных наблюдений. В выводах приводятся рекомендации для выполнения инженерных расчетов.

Ключевые слова: дампинг грунта, взвесь, математическая модель.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Для поддержания навигационных глубин на подходных каналах к морским и речным портам на украинской части шельфа Черного моря ежегодно изымаются сотни тысяч кубических метров грунта. Существенное уменьшение объемов дноуглубительных работ или их приостановка невозможны, поскольку углубление дна является жизненной необходимостью функционирования портов. В данной ситуации, когда, с одной стороны – при отсутствии альтернативы необходимо складировать грунты на подводные отвалы, а с другой – наносится ущерб водным экологическим системам, актуальной становится задача оптимизации дампинга.

Для решения этой задачи необходима надёжная оценка параметров (прежде всего максимальной концентрации загрязняющих веществ и размеров) облака взвеси, образовавшегося после сброса грунта и перенесённого на некоторое контрольное расстояние от точки сброса.

Критический анализ существующих методик расчета распространения взвеси и других загрязняющих веществ в водной среде Г.Я. Шкудовой (1975), А.А. Гончарова (1986), С.В. Афанасьева (1986), О.Д. Молдовановой (1987), С.Л. Беленко (1988), Л.Я. Трукшане (1992), С.А. Лониной (1994), А.А. Прозорова (2000), Р.И. Демченко и М.И. Железняк (2006), Д.В. Алексеева (2008), И.О. Бровченко и В.С. Мадерича (2008), С.В. Кирильчика (2010), Ю.С. Юрезаньской и В.М. Котерова (2010), Gils J. (2014) показал, что в специализированных моделях распространения взвеси после сброса грунтов задача рассматривается в плоской постановке. Более универсальные трехмерные модели, совмещенные с моделями гидродинамики, позволяют исследовать разнообразный спектр задач, связанных с размывом, переносом

и оседанием многофракционных наносов, однако они слишком сложны для осуществления на практике оперативных расчетов при инженерных изысканиях.

К основным недостаткам двумерных моделей следует отнести: существенную погрешность оценки максимального значения концентрации взвесей со скоростью оседания более 0,1 см/с на небольшом удалении от точки сброса грунта; невозможность смоделировать процесс распространения взвеси при значительной неравномерности её содержания по вертикали в точке сброса грунта.

Учитывая упомянутые недостатки авторами [1] была предложена модель распространения взвеси в пространственной постановке задачи, методом конечных разностей получено её решение и разработан модуль «Дампинг-взвесь» для выполнения инженерных расчётов. Использование модуля для решения практических задач возможно, если установлена истинность результатов, полученных с его помощью.

Верификация результатов численных экспериментов и калибровка модели являются важными этапами математического моделирования. Выполнение этих этапов, как правило, связано с определёнными трудностями.

В имеющихся аналитических решениях часто рассматривается более простой случай, а данные натуральных наблюдений ограничены и обладают существенной погрешностью. Однако при отсутствии данных физического моделирования результаты расчетов по фундаментальным решениям и натурные наблюдения являются единственным источником установления корректности численных экспериментов.

В настоящей статье выполнено сопоставление результатов моделирования с расчетами по фундаментальным решениям и с натурными наблюдениями.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Модель турбулентной диффузии взвеси в полярной системе координат с начальными и граничными условиями можно записать в виде [1]:

$$\partial C/\partial t = D_r(\partial^2 C/\partial r^2) + D_r(\partial C/\partial r)/r - u(C/H), \quad (1)$$

$$C(t,r) = C_0, \text{ при } r \leq r_0 \text{ и } t = 0,$$

$$C(t,r) = 0, \text{ при } r > r_0 \text{ и } t = 0,$$

$$uC(t,r) - D_B(\partial C/\partial z) = 0, \text{ при } z = 0, t > 0,$$

$$\partial C/\partial z = 0 \text{ и } q_B = uC(t,r), \text{ при } z = H, t > 0,$$

где  $C$  – концентрация взвеси,  $\text{г/м}^3$ ;  $t$  – время, отсчитываемое после сброса грунта, с;  $D_r$  и  $D_B$  – горизонтальный и вертикальный коэффициенты турбулентной диффузии,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $r$  – радиус, расстояние от центра системы координат в горизонтальной плоскости до рассматриваемой точки, м;  $u$  – гидравлическая крупность частиц, м/с;  $H$  – глубина акватории, м;  $C_0$  – значение концентрации взвеси в облаке в начальный момент времени,  $\text{г/м}^3$ ;  $r_0$  – начальный радиус пятна, м;  $q_B$  – вертикальный поток оседающей взвеси,  $\text{г/м}^2\text{с}$ .

В этой модели пятно взвеси представлено в виде круга. Начало полярной системы координат постоянно находится в центре пятна и перемещается вместе с ним.

Решение модели (1) методом конечных разностей по разным схемам представлено в [1]. Эти решения имеют следующий вид:

явная схема при  $(a+f) \leq 0,5$  и  $n \geq 2$  –

$$C_{k+1,n} = (1-2a-2f)C_{k,n} + a(b_n C_{k,n+1} + d_n C_{k,n-1}), \quad (2)$$

при  $n = 1$

$$C_{k+1,1} = (1-2a-2f)C_{k,1} + 2aC_{k,2}, \quad (3)$$

где  $a = D_r \Delta t / \Delta r^2$ ;  $f = u \Delta t / (2H)$ ;  $b_n = 2n / (2n-1)$ ;  $d_n = (2n-2) / (2n-1)$ ;  $k$  – нумерация временных срезов;  $n$  – нумерация колец в пятне загрязнения от центра; условие проверки расчетов –

$$\sum_{n=1}^N (2n-1)C_{k,n} = C_0 N_0^2 (1-2f)^k, \quad (4)$$

где  $N = N_0 + k$ ;  $N_0$  и  $C_0$  – количество колец и значение концентрации взвеси в пятне на нулевом (начальном) временном срезе соответственно;

неявная схема –

$$\alpha^* C_{k+1,n} = \beta_n C_{k+1,n+1} + \gamma_n C_{k+1,n-1} + \delta_n, \quad (5)$$

при  $n \geq 2$  –  $\alpha^* = (1+2a+2f)$ ;  $\beta_n = ab_n$ ;  $\gamma_n = ad_n$ ;  $\delta_n = C_{k,n}$ ;

при  $n = 1$  –  $\alpha^* = (1+2a+2f)$ ;  $\beta_1 = 2a$ ;  $\gamma_1 = 0$ ;  $\delta_1 = C_{k,1}$ ;

условие проверки расчетов –

$$\sum_{n=1}^N (2n-1)C_{k,n} = C_0 N_0^2 (1+2f)^{-k}. \quad (6)$$

смешанная схема (Кранка-Николсона) –

$$\alpha^{(1)} C_{k+1,n} = \beta_n^{(1)} C_{k+1,n+1} + \gamma_n^{(1)} C_{k+1,n-1} + \delta_n^{(1)}, \quad (7)$$

при  $n \geq 2$  –  $\alpha^{(1)} = (1+a+f)$ ;  $\beta_n^{(1)} = ab_n/2$ ;  $\gamma_n^{(1)} = ad_n/2$ ;  
 $\delta_n^{(1)} = C_{k,n}(1-a-f) + \beta_n^{(1)} C_{k,n+1} + \gamma_n^{(1)} C_{k,n-1}$ ;

при  $n = 1$  –  $\alpha^{(1)} = (1+a+f)$ ;  $\beta_1^{(1)} = a$ ;  $\gamma_1^{(1)} = 0$ ;  
 $\delta_1^{(1)} = C_{k,1}(1-a-f) + aC_{k,2}$ ;

условие проверки расчетов –

$$\sum_{n=1}^N (2n-1)C_{k,n} = C_0 N_0^2 (1-f)^k (1+f)^{-k}. \quad (8)$$

Преимущество явной схемы состоит в том, что значения сеточной функции на  $(k+1)$ -м временном срезе рассчитываются по её значениям на предыдущем  $k$ -м временном срезе.

Недостаток явной схемы заключается в её неустойчивости при  $(a+f) > 0,5$ . Неявная и Кранка-Николсона схемы абсолютно устойчивы. Однако, поиск значений сеточной функции на  $(k+1)$ -м временном срезе осуществляется методом прогонки.

На небольших интервалах времени явная схема является более предпочтительной.

Рассмотрим теперь пространственную постановку задачи. В цилиндрической системе координат модель турбулентной диффузии взвеси будет иметь вид [2]:

$$\partial C/\partial t = D_r[(\partial^2 C/\partial r^2) + (\partial C/\partial r)/r] + D_B(\partial^2 C/\partial z^2) - u(\partial C/\partial z), \quad (9)$$

$$C(t,r,z) = C_0, \text{ при } r \leq r_0 \text{ и } t = 0,$$

$$C(t,r,z) = 0, \text{ при } r > r_0 \text{ и } t = 0,$$

$$uC(t,r,z) - D_B(\partial C/\partial z) = 0, \text{ при } z = 0, t > 0,$$

$$\partial C/\partial z = 0 \text{ и } q_B = uC(t,r,z), \text{ при } z = H, t > 0,$$

Решение этой модели методом конечных разностей по явной схеме имеет вид:

при  $1 < m < M$  –

$$C_{k+1,n,m} = (1-2a_1-2a_2)C_{k,n,m} + a_1(b_n C_{k,n+1,m} + d_n C_{k,n-1,m}) + (a_2-f)C_{k,n,m+1} + (a_2+f)C_{k,n,m-1}, \quad (10)$$

при  $m = 1$  –

$$C_{k+1,n,1} = (1-2a_1-a_2-f)C_{k,n,1} + a_1(b_n C_{k,n+1,1} + d_n C_{k,n-1,1}) + (a_2-f)C_{k,n,2}. \quad (11)$$

при  $m = M$  –

$$C_{k+1,n,M} = (1-2a_1-a_2-f)C_{k,n,M} + a_1(b_n C_{k,n+1,M} +$$

$$+d_n C_{k,n-1,M}) + (a_2 + f) C_{k,n,M-1}, \quad (12)$$

где  $a_1 = D_{\Gamma} \Delta t / \Delta r^2$ ;  $a_2 = D_B \Delta t / \Delta z^2$ ;  $f = u \Delta t / (2 \Delta z)$ ;  $k$  – нумерация временных срезов;  $n$  – нумерация колец в пятне загрязнения от центра;  $m$  – нумерация слоёв в толще воды от поверхности;  $M$  – количество слоёв по глубине;

условие проверки расчетов –

$$\sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^{N_k} (2n-1) C_{k,n,m} = C_0 M_0 N_0^2 - 2f \sum_{i=0}^{k-1} \sum_{n=1}^{N_{k-1}} (2n-1) C_{i,n,M}, \quad (13)$$

где  $N_k = N_0 + k$ ;  $M_0$  – количество слоёв в пятне загрязнения в начальный момент времени.

Решение устойчиво при  $(a_1 + a_2) < 0,5$  и  $f < a_2$ .

На основе решения в трёхмерном пространстве разработан расчётный модуль «Дампинг-взвесь», позволяющий исследовать распространение полидисперсной взвеси и определить характеристики облака повышенной мутности на контрольном удалении от точки сброса грунта.

Достоверность результатов численного моделирования представляется возможным установить путём их сопоставления с расчетами по фундаментальным аналитическим решениям, а также с данными натурных наблюдений.

Модели в прямоугольной системе координат для примеси с нейтральной плавучестью аналогичные (1) и (9) имеют фундаментальные решения [3]:

в плоской постановке –

$$C(x, y, t) = Q / (4\pi D_{\Gamma} t) \exp[-(x^2 + y^2) / (4D_{\Gamma} t)], \quad (14)$$

при трёхмерном неограниченном пространстве –

$$C(x, y, z, t) = Q / [8(\pi D_B t)^{3/2}] \exp[-(x^2 + y^2 + z^2) / (4D_B t)], \quad (15)$$

где  $Q$  – мощность точечного источника;  $t$  – время.

Данные натурных наблюдений дампинга грунтов дноуглубления в районе о. Экви в Финском заливе и на Северо-западном шельфе Черного моря содержатся в литературных источниках [4, 5].

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

#### 3.1 Сопоставление с фундаментальными решениями

а) *Двумерная диффузия.* По формуле (14) видно, что максимальное значение концентрации примеси убывает пропорционально времени,  $C(0, 0, t) \sim t^{-1}$

$$C(0, 0, t) = Q / (4\pi D_{\Gamma} t). \quad (16)$$

При сравнении результатов численного моделирования учтено, что начальный момент времени  $t=0$  по формуле (14) не совпадает с начальным моментом

времени  $k=0$  по конечно-разностной схеме, поскольку при  $t \rightarrow 0$  значение  $C(0, 0, t) \rightarrow \infty$ .

Для сопоставимости результатов необходим сдвиг по времени  $t_0$ . Примем его равным шагу  $\Delta t = r_0^2 / (4D_{\Gamma})$  в конечно-разностной схеме, что соответствует  $a=0,25$ .

Если теперь задаться значением  $C(0, 0, t_0)$ , то обратным расчетом по (16) можно найти соответствующую ему мощность точечного источника  $Q = 4\pi D_{\Gamma} \Delta t C(0, 0, t_0)$ . Далее, используя полученную  $Q$ , для моментов времени  $k$  по формуле (16) представляется возможным рассчитать значения максимальной концентрации. Время для расчета по формуле (16), соответствующее моменту  $k$  в конечно-разностной схеме, будет равно  $t = (k+1)\Delta t$ .

В табл. 1 и на рис. 1 представлены результаты расчета при мощности источника 10000 условных единиц и параметрах модели –  $N_0 = 1$ ;  $u = 0$  м/с;  $r_0 = 5,64$  м;  $\Delta t = 416$  с;  $D_{\Gamma} = 0,0191$  м<sup>2</sup>/с;  $H = 20$  м;  $C_0 = 100$ . Видно, что результаты моделирования по явной схеме совпадают с расчетами по аналитической формуле. Расчеты по неявной и Кранка-Николсона схемам дают удовлетворительные результаты после 15 – 20 шагов по времени.

Сдвиг по времени используется также автором [6] в формуле расчета распространения взвеси в морской среде после сброса грунта, который он определяет как «поправку к реальному времени», учитывающую эффект динамического расширения пятна взвеси при точечной аппроксимации источника.

б) *Трёхмерная диффузия.* По (15) видно, что максимальное значение концентрации примеси уменьшается пропорционально времени в степени «3/2»

$$C(0, 0, 0, t) = Q / [8(\pi D_B t)^{3/2}]. \quad (17)$$

В этом случае по тем же причинам, что и в плоской постановке задачи, при сопоставлении расчетов необходим сдвиг по времени  $t_0$ . Наилучшая сходимость результатов расчетов наблюдается при:  $t_0 = r_0 r_C / (4D_B)$ , здесь  $r_C$  – радиус полушария с объёмом, равным объёму цилиндра, у которого радиус основания  $r_0$  равен его высоте  $\Delta z$ ;  $\Delta t = r_0^2 / (8D_B)$ , что соответствует  $a_1 = a_2 = 0,125$ .

Для фундаментальной формулы время, соответствующее моменту  $k$  в конечно-разностной схеме, будет равно  $t = t_0 + k\Delta t$ .

В табл. 2 и на рис. 2 помещены результаты сопоставительных расчетов при мощности источника 85182 условных единицы и параметрах модели –  $N_0 = 1$ ;  $M_0 = 1$ ;  $u = 0$ ;  $r_0 = 5,0$  м;  $\Delta z = 5,0$  м;  $r_C = 5,72$  м;  $t_0 = 337,6$  с;  $\Delta t = 147,5$  с;  $D_B = 0,0212$  м<sup>2</sup>/с;  $H = 300$  м;  $C_0 = 100$ . Из табл. 2 и рис. 2 видно, что отклонение результатов расчетов и эксперимента при использовании явной схемы отличаются в допустимых пределах – не более 10%.



### 3.2 Сопоставление с натурными данными

а) Экспедиционные исследования, проведенные в районе свалки грунта у о. Экви в Финском заливе в сентябре 1983 г. [4].

Наблюдения проводились на отвале с глубиной 90 м. Толща воды была стратифицирована, глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) составляла примерно 25 м.

Таблица 1– Значения  $C_{MAX}$  в различные моменты времени (в двумерной задаче)

$k$	$t, c$	$C_{MAX}$				Отклонение от аналитического решения, %		
		Фундаментальное решение	Явная схема	Кранка-Николсона	Неявная схема	Явная схема	Кранка-Николсона	Неявная схема
0	416	100,0	100,0	100,0	100,0	0,00	0,00	0,00
2	1249	33,33	33,33	42,20	49,82	0,00	26,6	49,4
4	2082	20,00	20,00	23,85	28,83	0,00	19,2	44,1
8	3747	11,11	11,11	12,07	13,72	0,00	8,64	23,5
10	4580	9,091	9,091	9,622	10,64	0,00	5,84	17,0
20	8744	4,762	4,762	4,743	4,902	0,00	-0,40	2,94
40	17071	2,439	2,439	2,345	2,338	0,00	-3,87	-4,13
60	25398	1,639	1,639	1,556	1,533	0,00	-5,08	-6,47
80	33726	1,235	1,235	1,164	1,140	0,00	-5,70	-7,64
100	42053	0,9901	0,9901	0,9300	0,9075	0,00	-6,07	-8,34

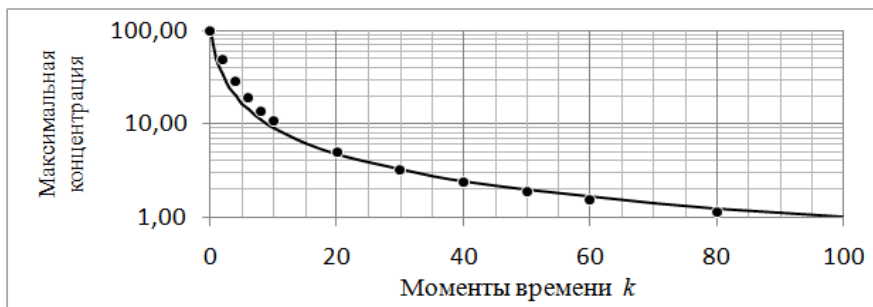


Рис. 1– Изменение максимальной концентрации примеси во времени (двумерная задача): сплошная линия – расчет по аналитической формуле и результаты эксперимента по явной схеме; маркер круг – численный эксперимент по неявной схеме

Таблица 2– Значения  $C_{MAX}$  в различные моменты времени (в трехмерной задаче)

$k$	$t, c$	$C_{MAX}$		Погрешность, %
		Фундаментальное решение	Явная схема	
0	337,6	100,0	100,0	0,00
2	632,6	38,99	42,71	9,53
4	927,6	21,962	23,662	7,74
8	1517,5	10,496	10,752	2,44
10	1812,5	8,041	8,098	0,71
20	3287,3	3,292	3,184	-3,29
30	4762,1	1,8880	1,7983	-4,75
40	6236,9	1,2596	1,1903	-5,51
50	7711,7	0,9162	0,8615	-5,97
60	9186,5	0,7046	0,6604	-6,28
80	12136,1	0,4641	0,4331	-6,67
100	15085,7	0,3348	0,3117	-6,90

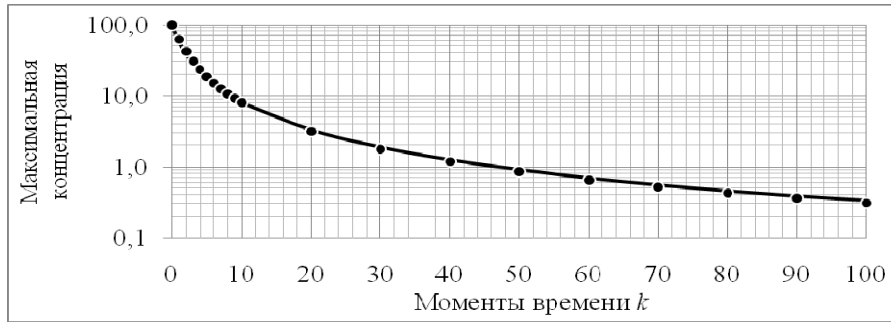


Рис. 2– Изменение максимальной концентрации примеси во времени (трехмерная задача): сплошная линия – расчет по аналитической формуле; маркер круг – численный эксперимент по явной схеме.

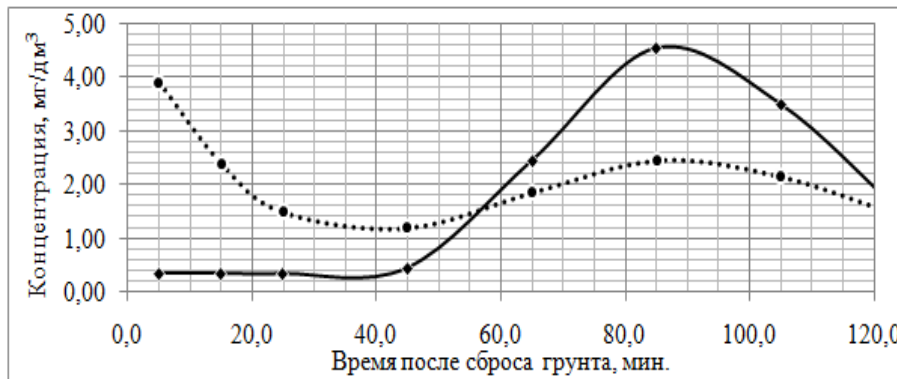


Рис. 3– Изменение концентрации фракций взвеси А (0,025-0,05 мм – сплошная линия) и В (0,05-0,1 мм – точечная линия) во времени на горизонте 10 м по результатам наблюдений [4].

Таблица 3– Распределение фракции взвеси ( $u=0,32$  см/с) в облаке загрязнения на горизонте 10 м в различные моменты времени после сброса

Время после сброса, мин.	Концентрация фракции взвеси В (мг/дм <sup>3</sup> ) на различном удалении (м) от центра облака взвеси									
	1,0	9,0	13,0	15,0	17,0	19,0	21,0	23,0	25,0	27,0
0,0	5,00	5,00	5,00	5,00	<b>5,00</b>	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8,3	5,00	5,00	4,93	4,67	4,02	<b>2,95</b>	1,74	0,77	0,24	0,05
16,7	5,01	4,96	4,63	4,20	3,54	2,72	<b>1,85</b>	1,10	0,56	0,24
25,0	5,09	4,92	4,42	3,95	3,33	2,63	1,91	<b>1,27</b>	0,76	0,41
33,3	5,22	4,91	4,30	3,82	3,24	2,61	1,98	1,40	<b>0,92</b>	0,56
41,7	5,33	4,89	4,22	3,75	3,20	2,61	2,03	1,50	<b>1,04</b>	0,68
50,0	5,39	4,86	4,16	3,69	3,17	2,62	2,08	1,58	<b>1,15</b>	0,79
58,3	5,40	4,80	4,09	3,64	3,14	2,63	2,12	1,65	<b>1,23</b>	0,88
66,7	5,36	4,73	4,02	3,58	3,11	2,63	2,15	<b>1,70</b>	1,30	0,95
75,0	5,29	4,64	3,95	3,53	3,08	2,62	<b>2,16</b>	1,74	1,35	1,02
83,3	5,19	4,55	3,87	3,46	3,04	<b>2,60</b>	2,17	1,76	1,40	1,07
91,7	5,08	4,44	3,78	3,40	2,99	<b>2,58</b>	2,17	1,78	1,43	1,12
100,0	4,95	4,33	3,70	3,33	2,95	2,55	<b>2,16</b>	1,80	1,46	1,15
108,3	4,82	4,22	3,62	3,27	2,90	2,52	2,16	<b>1,80</b>	1,48	1,18
116,7	4,69	4,11	3,53	3,20	2,85	2,49	2,14	1,80	<b>1,49</b>	1,21
125,0	4,55	4,00	3,45	3,13	2,80	2,46	2,12	1,80	1,50	<b>1,23</b>

Сброс выполнялся самоотвозным землесосом. Пробы на взвесь отбирались в центре дрейфующего пятна мутности в средней части ВКС (горизонт 10 м). Полученные в результате эксперимента данные о концентрации некоторых фракций взвеси представлены на рис. 3.

Из рис. 3 видно, что на горизонте 10 м заметен

вторичный пик содержания фракций взвеси А и В. Это привело к увеличению общего содержания взвеси в верхнем слое. Данное явление, по мнению авторов [4], может быть связано: во-первых, с разрушением нестабильных агрегатов, состоящих из мелких частиц (в основном фракции А), такие агрегаты могли образоваться в процессе консолидирования донных отло-

жений; во-вторых, с процессами выноса взвешенного вещества вверх из нижних несущих слоев.

Предлагаемая методика позволяет смоделировать возникновение вторичных пиков содержания взвеси в верхних слоях за счет её турбулентной диффузии из нижних слоёв.

В табл. 3 приведены значения концентрации фракции взвеси  $B$  (0,05-0,10 мм) с гидравлической крупностью  $u=0,32$  см/с на горизонте 10 м в различные моменты времени на различном расстоянии от центра облака (скорость течения – 0,1 м/с, коэффициент Шези –  $50 \text{ м}^{0,5}/\text{с}$ ).

Вторичный пик представилось возможным смоделировать при условии, что сразу после сброса концентрация рассматриваемой фракции взвеси в нижних слоях значительно больше ( $20 \text{ мг}/\text{дм}^3$ ), чем в верхних ( $5 \text{ мг}/\text{дм}^3$ ).

На рис. 4, построенном по табл. 3, видно, что на глубине 10 м вторичный пик наблюдается в центре облака взвеси. При этом временной ход значений концентрации взвеси не соответствует ходу, зафиксированному при отборах проб (рис. 3).

При попытке сопоставления натурных данных с расчетом необходимо учитывать, что дрейф облака взвеси и судна, с которого выполняются наблюдения, чаще всего не совпадает (судно в большей степени дрейфует под воздействием ветра, тогда как облако взвеси движется строго по течению). Кроме того, положение судна относительно облака оценивается визуально. Оба фактора приводят к тому, что при натурном эксперименте отбор проб в облаке взвеси осуществляется на различном расстоянии от его центра.

Принимая во внимание сказанное, можно составить множество вариантов «отбора проб» в табл. 3. На рис. 5 представлен один из возможных вариантов (в табл. 3 значения, использованные при построении графика, выделены полужирным шрифтом), где видно, что хронологический ход рассчитанных значений концентрации фракции взвеси удовлетворительно совпадает с натурными данными (отклонение не более 15%).

На рис. 6 представлена зависимость максимального значения концентрации взвеси во вторичном пике в центре облака повышенной мутности от гидравлической крупности частиц. По рисунку видно, что для мелких фракций взвеси пиковое значение их концентрации может в два и более раза превышать начальное значение.

Кратность превышения в значительной степени зависит от гидравлической крупности частиц и от того, во сколько раз концентрация фракции в нижних слоях больше, чем в верхних.

При постановке численных экспериментов предполагалось, что вертикальный и горизонтальный коэффициенты турбулентной диффузии равны. Их расчет выполнен при коэффициентах Шези, равных 50-60  $\text{м}^{0,5}/\text{с}$ , по известной формуле [7], рекомендуемой автором для акваторий со слабым ветровым волнением,

$$D_{\Gamma} = D_B = gHv/(MC), \quad (18)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения;  $H$  – глубина акватории (толщина слоя);  $v$  – скорость течения;  $M=48$  при  $C \geq 60$ ;  $M=0,7C+6$  при  $C < 60$ ;  $C$  – коэффициент Шези.

б) *Наблюдения на Северо-Западном шельфе Чёрного моря в районе отвала грунтов глубоководного судового хода (ГСХ) Дунай – Черное море весной 1998 г.* [5].

Во время специальных инструментальных наблюдений были определены фоновые концентрации взвешенного вещества в море, затем произведены замеры во время процесса сброса грунта и через 20 минут после сброса. Во время наблюдений течения в поверхностном и придонном слоях были разнонаправленными. Скорость течения на поверхности моря в слое 5 м составляла 11 см/с, направление  $230^\circ$ . Толща воды стратифицирована. До сброса фоновая концентрация взвешенного вещества на поверхности моря была  $5,6 \text{ мг}/\text{дм}^3$ , волнение – штиль. Сброс грунта производился в течение 10-15 минут на циркуляции землесоса «Черное море» вокруг буя со скоростью 2 узла ( $5,7 \text{ км}/\text{час}$ ). С учетом безопасности мореплавания, были выполнены измерения в «момент сброса» грунта в кильватерной струе судна. Концентрация взвешенного вещества на поверхности повысилась до  $11,1 \text{ мг}/\text{дм}^3$ . Через двадцать минут после прекращения сброса произведены дополнительные замеры в 1 кабельтовом от места сброса, с учетом преобладающего вектора скорости течения. При этом, на поверхности моря концентрация взвешенного вещества стала равной  $8,0 \text{ мг}/\text{дм}^3$ , т.е. снизилась в 1,4 раза. Исходная концентрация, сбрасываемой из трюмов пульпы, составляла примерно  $543 \text{ г}/\text{дм}^3$ .

Площадь пятна взвеси за 15 минут сброса, учитывая площадь днищевой двери –  $150 \text{ м}^2$ , составила примерно  $12,2 \times 5,7 \times 1000/60/60 \times 15 \times 60 = 17390 \text{ м}^2$

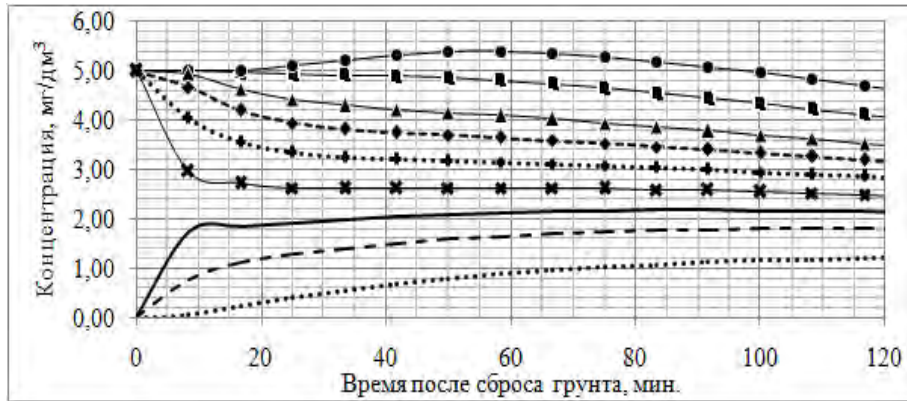


Рис. 4– Значения концентрации фракции взвеси ( $u=0,32$  см/с) на глубине 10 м в различные моменты времени на различном удалении от центра облака взвеси: маркер круг – в центре; квадрат – 9 м от центра; треугольник – 13 м; ромб – 15 м; плюс – 17 м; крестик – 19 м; сплошная линия без маркера – 21 м; пунктирная – 23 м; точечная – 27 м

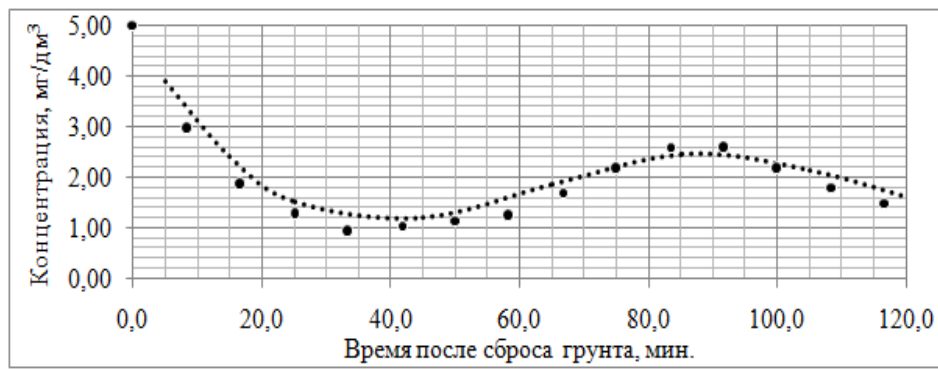


Рис. 5– Вариант изменения концентрации фракций взвеси на глубине 10 м при «отборе проб» на различном удалении от центра облака взвеси: точечная линия – результаты наблюдений; маркер круг – численный эксперимент на пространственной модели

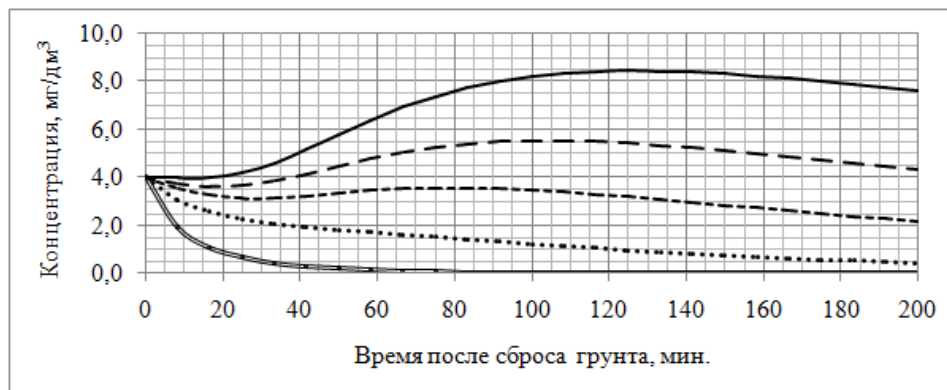


Рис. 6– Изменение максимальной концентрации взвеси в поверхностном слое в зависимости от ее гидравлической крупности: сплошная верхняя линия –  $u=0,005$  см/с; мелкий пунктир –  $u=0,05$  см/с; пунктир –  $u=0,10$  см/с; точечная –  $u=0,20$  см/с; двойная нижняя –  $u=0,50$  см/с.

Радиус эквивалентного круга равен 74,4 м. Осадка судна в грузу – 6,2 м. Таким образом, сброс выполнен за пределами верхнего слоя моря (ниже корпуса судна). В пределах верхнего слоя моря превышение концентрации взвеси над фоном в облаке повышенной мутности составило  $5,5$  мг/дм<sup>3</sup>. Гранулометрический состав грунтов представлен в табл. 4.

Остальные исходные данные и промежуточные расчеты: коэффициент Шези –  $50$  м<sup>0,5</sup>/с; контрольное

расстояние – 185 м; начальное количество колец в пятне – 10; шаг во времени – 20 с; шаг по вертикали – 0,36 м; толщина облака взвеси в пределах верхнего слоя моря 5 м (количество слоёв по толщине облака – 14); количество интервалов времени до контрольного расстояния – 84. При введении этих данных в модуль «Дампинг-взвесь» (в модуле реализован принцип суперпозиции: исследуется распространение каждой фракции взвеси отдельно, с последующим суммиро-

ванием их концентрации на контрольном удалении от точки сброса) максимальное значение концентрации полидисперсной взвеси (превышение над фоном) на расстоянии 1 кабельтов (185 м) от места сброса составило 2,9 мг/дм<sup>3</sup>. С учетом фона значение концен-

трации взвеси будет равно – 2,9+5,6 = 8,5 мг/дм<sup>3</sup>. Измеренное значение составляет 8,0 мг/дм<sup>3</sup>. Отклонение расчетного значения от измеренного – 6,3%.

Таблица 4– Гранулометрический состав грунтов дноуглубления ГСХ [6]

№ пробы	Содержание фракций грунта, %							Плотность, т/м <sup>3</sup>
	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,10 мм	0,10-0,05 мм	0,05-0,01 мм	0,01-0,005 мм	< 0,005 мм	
Сред.	1,23	22,31	16,17	9,33	17,03	15,49	16,98	1,41
и, см/с	9,59	4,42	1,38	0,32	0,05	0,003	0,0003	-

Таблица 5– Изменение максимальной концентрации полидисперсной взвеси в облаке повышенной мутности в зависимости от расстояния

k	Расстояние, м	C <sub>МАХ</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	k	Расстояние, м	C <sub>МАХ</sub> , мг/дм <sup>3</sup>
0	0	5,50	50	110	3,10
10	22	4,17	60	132	3,03
20	44	3,40	70	154	2,95
30	66	3,23	80	176	2,88
40	88	3,17	90	198	2,82

Таблица 6– Изменение C<sub>МАХ</sub> полидисперсной взвеси по глубине на расстоянии 185 м от точки сброса в пределах верхнего квазиоднородного слоя

t	Глубина, м	C <sub>МАХ</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	t	Глубина, м	C <sub>МАХ</sub> , мг/дм <sup>3</sup>
1	0,2	2,4	8	2,7	2,7
2	0,5	2,4	9	3,0	2,7
3	0,9	2,5	10	3,4	2,8
4	1,3	2,5	11	3,8	2,8
5	1,6	2,6	12	4,1	2,8
6	2,0	2,6	13	4,5	2,8
7	2,3	2,7	14	4,8	2,9

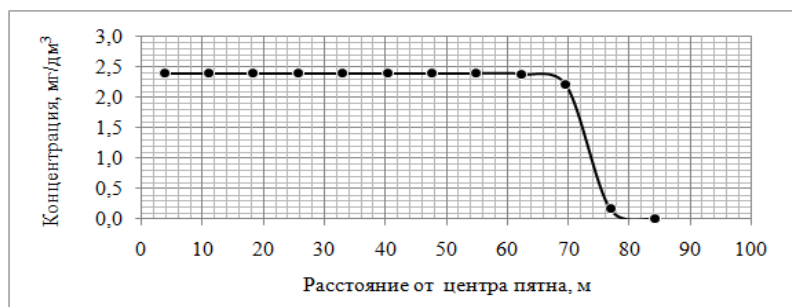


Рис. 7– Распределение концентрации взвеси в пятне на поверхности моря на расстоянии 185 м от точки сброса грунта.

Изменение значения C<sub>МАХ</sub> по мере удаления от точки сброса грунта представлено в табл. 5. Кроме того, разработанная модель позволяет оценить изменение C<sub>МАХ</sub> по глубине (табл. 6) и распределение концентрации взвеси в пятне (рис. 7).

#### 4. ВЫВОДЫ

1. Разработанная математическая модель и ее решение корректно отображают реальный процесс

распространения полидисперсной взвеси после сброса грунта на морской подводный отвал и могут быть использованы при его исследовании в плоской и пространственной постановке задачи.

2. Сопоставление численных экспериментов по разработанной методике с результатами расчетов по фундаментальным решениям дает удовлетворительный результат при введении сдвига по времени  $t_0$ : в плоской постановке –  $t_0 = \Delta t = r_0^2 / (4D_T)$ ; в трёхмерной задаче –  $t_0 = r_0 r_C / (4D_B)$  и  $\Delta t = r_0^2 / (8D_B)$ .

3. Отклонение результатов численного эксперимента с использованием разработанной методики от данных натуральных наблюдений находится в допустимых пределах (не более 15%) при исследовании распространения взвеси на небольшом удалении от точки сброса грунта, при слабом ветровом волнении и при малой скорости течения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юрасов С.Н. Применение конечно-разностных схем при моделировании неустойчившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке / Юрасов С.Н., Горун В.В. // Украинський гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. – Одеса: «ТЭС», 2014. – № 14 – с. 182–194.
2. Юрасов С.Н. Математическая модель неустойчившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Межвід. наук. збірник України / [Юрасов С.Н., Горун В.В.]; голов. ред. С.М.Степаненко. – Одеса: Вид. «ТЕС», 2010. – Вип. 51. – С. 189–199.
3. Практикум по динамике океана. / [Ивченко В.О., Клепиков А.В., Козлов В.Ф. и др.]; под ред. д-ра геогр. наук Некрасова А.В., д-ра физ.-мат. наук Пелиновского Е.Н. – Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. – 320 с.
4. Ватерс К. Экспериментальное сравнение способов удаления грунта самоотвозным землесосным снарядом / К. Ватерс, М. Торн // Технология гидромеханизированных земляных работ. – М.: Транспорт, 1980. – С. 233–250.
5. Берлинский Н.А. Динамика техногенного воздействия на природные комплексы устьевой области Дуная: [монография] / Н.А. Берлинский. – Одесса: Астропринт, 2012. – 252 с.
6. Гончаров А.А. Исследование и моделирование процесса распространения взвеси в морской среде при сбросе грунта: автореф. дис. на соиск. науч. степени канд. геогр. наук : спец. 11.00.08 «Океанология» / А. А. Гончаров / ГОИН. – М., 1986. – 24 с.
7. Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод /

Под ред. проф. Караушева А.В. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 285 с.

#### REFERENCES

1. Yurasov S.N., Gorun V.V. Primenenie konechno-raznostnyh shem pri modelirovanii neustanovivsheysya turbulentnoy diffuzii vzvesi v vodnom potoke [Application of finite difference schemes for modeling of unsteady turbulent diffusion of particulate matter in the water flow]. *Ukr. gidrometeorol. zh. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no.14, pp.182–194.
2. Yurasov S.N., Gorun V.V. Matematicheskaya model neustanovivsheysya turbulentnoi diffuzii vzvesi v vodnom potoke [A mathematical model of unsteady turbulent diffusion of particulate matter in the water flow]. *Meteorologiya klimatologiya ta gidrologiya. - Meteorology, climatology and hydrology*, 2010, Issue 51, pp. 189–199.
3. Ivchenko V.O., Klepikov A.V., Kozlov V.F. et al. *Praktikum po dinamike okeana* [Practical work on Ocean Dynamics]. Sankt-Peterburg, Gidrometeoizdat, 1992, 320 p. (Eds: Nekrasov A.V., Pelinovskiy E.N.)
4. Vaters K., Torn M. Eksperimentalnoe sravnenie sposobov udaleniya grunta samootvoznim zemlesosnim snaryadom [Experimental comparison of methods for removing soil samootvoznym suction dredger]. *Tehnologiya gidromehanizirovannih zemlyanah rabot - Technology of the gidromekhanized earthmovings*, 1980, pp.233–250.
5. Berlinskiy N.A. *Dinamika tehnogenogo vozdei-stviya na prirodnie kompleksi ustevoi oblasti Dunaya* [Dynamics of anthropogenic impact on natural systems mouth area of the Danube]. Odessa, Astroprint, 2012, 252 p.
6. Goncharov A.A. Issledovanie i modelirovanie processa rasprostraneniya vzvesi v morskoi srede pri sbrose grunta. Avtoref. diss. kand. geogr. nauk. [Research and modeling of the spread of suspended matter in the marine environment at the disposal site. Autoabstract of the diss. cand. geogr. sci]. Moscow, 1986, 24 p.
7. Karashev A.V. *Metodicheskie osnovi ocnki i reglamentirovaniya antropogenogo vliyaniya na kachestvo poverhnostnih vod* [Methodical bases of assessment and regulation of anthropogenic impact on surface water quality]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1987, 285 p.

#### VERIFICATION OF NUMERICAL SIMULATION OF SUSPENDED MATTER DISTRIBUTION UNDER MARINE DUMPING PROCESS

**Jurasov S.M.** cand. of techn. sciences,  
**Gorun V.V.,**  
**Berlinsky N.A.** dr of geogr. sciences

*Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

The several of finite-difference schemes in flat and spatial statement of the dumping processes have been observed. Verification of numerical experiments and model's calibration is the important phases of mathematical simulation. The results of calculation by fundamental solution are the single corrected source for numerical simulation without data in situ. The several of finite-difference schemes in flat and spatial statement of equation for unsteady turbulent diffusion have been proposed.

The comparison of numerical simulation with calculations based on the fundamental formulas and also with data in situ was done. It was established that the explicit finite-difference scheme is more preferably for the short time intervals.

The results of numerical simulation by this scheme correspond with calculation by fundamental formula

for the flat statement if coefficient Courant = 0, 25 and using comparison of calculations with time shift equal the step of the finite-difference schemes.

The deviation of numerical experiment result from the direct investigations is not more then 10 – 15% under condition of small current velocity and small windy waves for the short distances from the dumping place. It was established that for these conditions are possible to calculate the horizontal coefficient of turbulent diffusion by Karaushev's formula.

**Keywords:** numerical simulation, data in situ, dumping, suspended matter

## **ВЕРИФІКАЦІЯ МОДЕЛІ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ЗАВИСІ ПРИ ДАМПУВАННІ ҐРУНТУ НА МОРСЬКОЇ ПІДВОДНИЙ ВІДВАЛ**

**Юрасов С.Н.**, к.техн.н.,

**Горун В.В.**,

**Берлинский М.А.**, д.геогр.н.

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна,*

У статті розглянуті різні кінцево-різницеві схеми при моделюванні розповсюдження зависі після скиду ґрунту на підводний відвал в плоскій і просторовій постановці завдання. Виконано порівняння результатів чисельних експериментів з розрахунками за фундаментальними рішеннями і з даними натурних спостережень. У висновках приводяться рекомендації для виконання інженерних розрахунків.

**Ключові слова:** математична модель, чисельний експеримент, дампування, завись

*Дата першого представлення: 16.06.2015  
Дата поступлення окончательной верси : 13.10.2015  
Дата опублікування статті: 26.11.2015*

## ANALYSIS AND FORECAST OF THE ENVIRONMENTAL RADIOACTIVITY DYNAMICS BASED ON METHODS OF CHAOS THEORY: GENERAL SCHEME AND SOME APPLICATION

**A.V. Glushkov** , Dr. Sci. (Phys.-Math.)

**E.R. Gubanova** , Dr. Sci. (Econ.)

**O.Yu.Khetselius** , Dr. Sci. (Phys.-Math.)

**G.P. Prepelitsa**, Dr. Sci. (Phys.-Math.)

**A.A. Svinarenko**, Dr. Sci. (Phys.-Math.)

**Yu.Ya.Bunyakova**, Cand.Sci. (Geogr.)

**V.V. Buyadzhi**, Assoc.-Lect.

*Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)*

We present firstly a new whole technique of analysis, processing and forecasting environmental radioactivity dynamics, which has been earlier developed for the atmospheric pollution dynamics analysis and investigation of chaotic feature sin dynamics of the typical hydroecological systems. The general formalism include: a) A general qualitative analysis of dynamical problem of the environmental radioactivity dynamics (including a qualitative analysis from the viewpoint of ordinary differential equations, the “Arnold-analysis”); b) checking for the presence of a chaotic (stochastic) features and regimes (the Gottwald-Melbourne’s test; the method of correlation dimension); c) Reducing the phase space (choice of the time delay, the definition of the embedding space by methods of correlation dimension algorithm and false nearest neighbor points); d). Determination of the dynamic invariants of a chaotic system (Computation of the global Lyapunov dimension  $\lambda_{\alpha}$ ; determination of the Kaplan-York dimension  $d_L$  and average limits of predictability  $Pr_{\max}$  on the basis of the advanced algorithms; e) A non-linear prediction (forecasting) of an dynamical evolution of the system. The last block indeed includes new (in a theory of environmental radioactivity dynamics) methods and algorithms of nonlinear prediction such as methods of predicted trajectories, stochastic propagators and neural networks modelling, renorm-analysis with blocks of the polynomial approximations, wavelet-expansions etc.

**Key words:** environmental radioactivity dynamics, the ecological state, time series of concentrations, pollutants, analysis and prediction methods of the theory of chaos.

### 1. INTRODUCTION

One of the most actual and important problem of the applied ecology and environment protection is connected with correct quantitative description of environmental radioactivity dynamics (look for example, [1,2]). Usually one should note the following actual problems such as long-term investigation of the behavior of radionuclides in the environment, elucidation of the mechanism of transfer of radionuclides in the environment to animals through the food chain, elucidation of the mechanism of transformation and transportation of radioactive substances due to meteorological phenomena and other factors, provision of a think-tank function towards the recovery of the environment, conservation of research materials and samples and archiving of research methodologies and research objects. The key problems of the atmospheric radionuclide dynamics includes the research radionuclide transport in the atmospheric environment respectively, the terrestrial radionuclide dynamics - research radionuclide transfer and migration in the terrestrial environment, marine radionuclide dynamics - research radionuclide transfer in the marine environment and radiological hydrology - research radionuclide transfer from land to fresh water environments due to hydrological phenomena. The key radioecological transfer and effects include research radionuclide cycles in the forest ecosystems, research

radionuclide transfer to biota in inland waters, research radionuclide transfer in soil-plant system, research biological effects of radiation exposure to microbes, algae, and plants, research biological effects of radiation exposure to animals, with an emphasis on free-ranging wildlife. The main purposes of modeling, measurements and forecasting approach include to evaluate and predict environmental radionuclide transfer and radiation through using computer simulations and other methods, to develop improved technologies to monitor and measure radiation, to develop mechatronics systems and remote control technologies that will enable sampling and other operations in areas where humans cannot approach, to make analysis and archiving of research outputs and research samples produced by IER and other institutes around the world. Provision of these materials to researchers around the world upon their request, to analyze and archive research outputs and research samples produced by IER and other institutes around the world and provide these materials to researchers around the world upon request.

Let us remind [1-3] that most of the models currently used to assess a state (as well as, the forecast) of an environment pollution are presently by the deterministic models or simplified ones, based on a simple statistical regressions. The success of these models, however, is limited by their inability to describe the nonlinear characteristics of the pollutant concentration behaviour and lack of under-



standing of the involved physical and chemical processes. Although the use of methods of a chaos theory establishes certain fundamental limitation on the long-term predictions, however, as has been shown in a series of our papers (see, for example, [1-11]), these methods can be successfully applied to a short-or medium-term forecasting. In Ref. [1-4] we presented the successful examples of the quantitatively correct description of the temporary changes in the pollutants concentration in a few atmospheric and hydroecological systems.

The main purpose of this paper is formally to represent theoretical basis of a new general formalism for an analysis and forecasting the environmental radioactivity dynamics, based on the methods of a chaos theory and dynamical systems. As an illustrative example, we make analysis of the radon concentration time series for 5 years (2003-2007) that can be considered a normal period and compared it with data from the precursory period of 2008 until March 2011, when the 2011 Tohoku-Okai Earthquake occurred. This analysis makes a purpose to reveal the chaotic features in the radon concentration series. This feature can be provided by atmospheric turbulence.

## 2. NEW GENERAL FORMALISM FOR ANALYSIS OF AND FORECASTING THE ENVIRONMENTAL RADIOACTIVITY DYNAMICS

As usually, we start from the first key task on testing a chaos in the time series of environmental radioactivity dynamics. Following to [2-4], one should consider scalar measurements of the system dynamical parameter, say

$$s(n)=s(t_0+ n\Delta t) = s(n), \quad (1)$$

Here  $t_0$  is a start time,  $\Delta t$  is the time step, and  $n$  is number of the measurements. In a general case,  $s(n)$  is any time series (environmental radioactive pollutants concentration). As processes resulting in a chaotic behaviour are fundamentally multivariate, one needs to reconstruct phase space using as well as possible information contained in  $s(n)$ . Such reconstruction results in set of  $d$ -dimensional vectors  $\mathbf{y}(n)$  replacing scalar measurements. The main idea is that direct use of lagged variables  $s(n+\tau)$ , where  $\tau$  is some integer to be defined, results in a coordinate system where a structure of orbits in phase space can be captured. Using a collection of time lags to create a vector in  $d$  dimensions

$$\mathbf{y}(n)=[s(n),s(n + \tau),s(n + 2\tau),\dots,s(n +(d-1)\tau)], \quad (2)$$

the required coordinates are provided. In a nonlinear system,  $s(n + j\tau)$  are some unknown nonlinear combination of the actual physical variables. The dimension  $d$  is the embedding dimension  $d_E$  (see details, for example, in Refs [2-4]).

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

other in a statistical sense. If  $\tau$  is too small or too large, then the correlation dimension of attractor can be under-or overestimated.

Further it is an important task to choose some intermediate position between above cases. First approach is to compute the linear autocorrelation function  $C_L(\delta)$  and to look for that time lag where  $C_L(\delta)$  first passes through 0. This gives a good hint of choice for  $\tau$  at that  $s(n+j\tau)$  and  $s(n+(j + 1)\tau)$  are linearly independent. It's better to use approach with a nonlinear concept of independence, e.g. an average mutual information [1-3]. The mutual information  $I$  of two measurements  $a_i$  and  $b_k$  is symmetric and non-negative, and equals to 0 if only the systems are independent. The average mutual information between any value  $a_i$  from system  $A$  and  $b_k$  from  $B$  is the average over all possible measurements of  $I_{AB}(a_i, b_k)$ . Usually it is necessary to choose that  $\tau$  where the first minimum of  $I(\tau)$  occurs [2-4].

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

According to [2-4], one should calculate the correlation integral  $C(r)$ . If the time series is characterized by an attractor, then the correlation integral  $C(r)$  is related to the radius  $r$  as

$$d = \lim_{\substack{r \rightarrow 0 \\ N \rightarrow \infty}} \frac{\log C(r)}{\log r}, \quad (3)$$

where  $d$  is correlation exponent.

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

Another method for determining  $d_E$  comes from asking the basic question addressed in the embedding theorem: when has one eliminated false crossing of the orbit with itself which arose by virtue of having projected the attractor into a too low dimensional space? [2-4]. In other words, when points in dimension  $d$  are neighbours of one other? By examining this question in dimension one, then dimension two, etc. until there are no incorrect or false neighbours remaining, one should be able to establish, from geometrical consideration alone, a value for the necessary embedding dimension. Such an approach was described by Kennel et al. [16,17]. In dimension  $d$  each vector  $\mathbf{y}(k)$  has a nearest neighbour  $\mathbf{y}^{NN}(k)$  with nearness

in the sense of some distance function. The Euclidean distance in dimension  $d$  between  $\mathbf{y}(k)$  and  $\mathbf{y}^{NN}(k)$  we call  $R_d(k)$  [3]

$$R_d^2(k) = [s(k) - s^{NN}(k)]^2 + [s(k + \tau) - s^{NN}(k + \tau)]^2 + \dots + [s(k + \tau(d-1)) - s^{NN}(k + \tau(d-1))]^2. \quad (4)$$

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

$$R_{d+1}^2(k) = R_d^2(k) + [s(k + d\tau) - s^{NN}(k + d\tau)]^2. \quad (5)$$

We can define some threshold size  $R_T$  to decide when neighbours are false. Then if [3]

$$\frac{|s(k + d\tau) - s^{NN}(k + d\tau)|}{R_d(k)} > R_T, \quad (6)$$

the nearest neighbours at time point  $k$  are declared false. Kennel et al. [17] showed that for values in the range  $10 \leq R_T \leq 50$  the number of false neighbours identified by this criterion is constant. In practice, the percentage of false nearest neighbours is determined for each dimension  $d$ . A value at which the percentage is almost equal to zero can be considered as the embedding dimension.

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

For chaotic systems, being both stable and unstable, Lyapunov exponents indicate the complexity of the dynamics. The largest positive value determines some average prediction limit. Since the Lyapunov exponents are defined as asymptotic average rates, they are independent of the initial conditions, and hence the choice of trajectory, and they do comprise an invariant measure of the attractor. An estimate of this measure is a sum of the positive Lyapunov exponents. The estimate of the attractor dimension is provided by the conjecture  $d_L$  and the Lyapunov exponents are taken in descending order. The dimension  $d_L$  gives values close to the dimension estimates discussed earlier and is preferable when estimating high dimensions.

If one computes the whole spectrum of the Lyapunov exponents, other invariants of the system, i.e. the Kolmogorov entropy and the attractor's dimension can be found. The Kolmogorov entropy measures the average rate at which information about the state is lost with time. An estimate of this measure is the sum of the positive Lyapunov exponents. The estimate of the dimension of the

attractor is provided by the Kaplan and Yorke conjecture (see details in Refs. [2-4,16,18])

$$d_L = j + \frac{\sum_{\alpha=1}^j \lambda_\alpha}{|\lambda_{j+1}|}, \quad (7)$$

where  $j$  is such that  $\sum_{\alpha=1}^j \lambda_\alpha > 0$  and  $\sum_{\alpha=1}^{j+1} \lambda_\alpha < 0$ , and

the Lyapunov exponents are taken in descending order. The dimension  $d_L$  gives values close to the dimension estimates discussed earlier and is preferable when estimating high dimensions. To compute the Lyapunov exponents, one should use a method with linear fitted map, although maps with higher order polynomials can be used too [18-23]. Another new approach has been recently developed by Glushkov-Prepelitsa et al and in using the neural networks technique [25].

### 3. APPLICATION AND CONCLUSIONS

Summing up above said and results of refs. [1-3], it is useful to summarize the key points of the investigating system for a chaos availability and wording the forecast model (evolution) for the environmental radioactivity dynamics. Naturally, a difference between the atmospheric and hydrological systems dynamics and the environmental radioactivity one is not essential and connected only with blocks of treating dynamics of these systems from the viewpoint of the evolutionary differential equations theory.

The above methods are just part of a large set of approaches (see our versions in [1-11]), which is used in the identification and analysis of chaotic regimes in the time series for the typical hydroecological systems. Shortly speaking, the whole technique of analysis, processing and forecasting any time series of the chemical pollutants in the typical hydroecological systems will be looked as follows (see figure below):

A) A general qualitative analysis of dynamical problem of the typical hydroecological systems (including a qualitative analysis from the viewpoint of ordinary differential equations, the "Arnold-analysis");

B) Checking for the presence of a chaotic (stochastic) features and regimes (the Gottwald-Melbourne's test; the method of correlation dimension);

C) Reducing the phase space (choice of the time delay, the definition of the embedding space by methods of correlation dimension algorithm and false nearest neighbor points);

D). Determination of the dynamic invariants of a chaotic system (computation of the global Lyapunov dimension  $\lambda_\alpha$ ; determination of the Kaplan-York dimension  $d_L$  and average limits of predictability  $Pr_{max}$  on the basis of the advanced algorithms;

E) A non-linear prediction (forecasting) of a dynamical evolution of the system.

The last block indeed includes new methods and algo-

gorithms of nonlinear prediction such as methods of predicted trajectories, stochastic propagators and neural networks modelling, renorm-analysis with blocks of the polynomial approximations, wavelet-expansions [10, 11, 25]). Indeed, one should use a few algorithms at any step of studying.

As an illustrative example, we make analysis of the radon concentration time series for 5 years (2003-2007) that can be considered a normal period and compared it with data from the precursory period of 2008 until March 2011, when the 2011 Tohoku-Oki Earthquake occurred. This analysis makes a purpose to reveal the chaotic features in the radon concentration series. This feature can be provided by atmospheric turbulence. In figure 1 we list the time-series variations of the radon concentrations [26-28]. The downward arrow indicates the date of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake in Japan. The light lines indicate the variations during the normal period, whereas the dark lines indicate the variations during the precursor period.

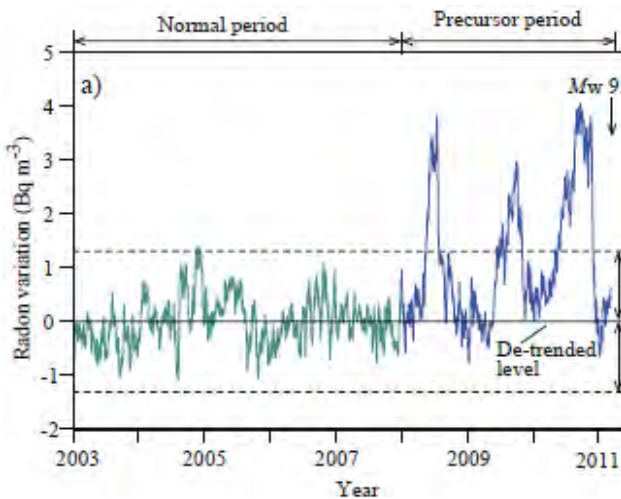


Fig. 1 – The time-series variations of the radon concentrations [26-28].

In Table 1 we list the results of preliminary analysis of the radon concentration time series (2003-2008 years; 8198 values), in particular, it summarizes the results of the numerical reconstruction of the attractors, as well as average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and the Gottwald-Melbourne chaos availability parameter  $K$  [8] for the radon concentrations.

**Table 1** - Time lag ( $\tau$ ), correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and parameter  $K$  for the radon concentrations.

$\tau$	$d_2$	$d_E$	$d_L$	$Pr_{max}$	$K$
181	6,3	7	5,7	12	0,73

At the same time, analysis and studying the radon concentrations time series during 2009-2011 does not definitely reveal the chaotic features that can be explained by insufficient series data. In any case this preliminary analysis has shown that the presented formalism can be used for adequate description of the environmental radioactivity dynamics.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бунякова Ю.Я. Анализ и прогноз влияния антропогенных факторов на воздушной бассейн промышленного города / Ю.Я. Бунякова, А.В. Глушков. - Одесса: Экология, 2010.- 256 с.
2. Глушков А.В. Низкоразмерный хаос в временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере / А.В. Глушков, В.Н. Хохлов, Сербов Н.Г., Ю.Я. Бунякова, К. Балан, Е.Р. Баланюк. // Вестник Одесского государственного экологического университета.- 2007.-Вып.4.- С.337-348.
3. Glushkov A.V. Analysis and forecast of the anthropogenic impact on industrial city's atmosphere based on methods of chaos theory: new general scheme/ А.В. Глушков // Український гідрометеорологічний журнал.-2014.-N 15.- С.32-36.
4. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Atmospheric Environment*. The Netherlands: Elsevier, 2008, vol.42, pp.7284-7292.
5. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation. *Optics of atmosphere and ocean*, 2004, vol.14, no.7, pp.219-223.
6. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region. *Atmospheric Research*. Elsevier, 2005, vol.77, pp.100-113.
7. Glushkov A.V., Kuzakon' V.M., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Zaichko P.A. Geometry of Chaos: Consistent combined approach to treating chaotic dynamics atmospheric pollutants and its forecasting. *Proceedings of International Geometry Center*, 2013, vol.6, no.3, pp.6-13.
8. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system. *Adv. in Space Research*. Elsevier, 2008, vol.42(9), pp.1614-1617.
9. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*. Elsevier, 2006, vol.322, no. 1-4, pp.14-24.
10. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Brusentseva S.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. *Adv. in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence. Series: Recent Adv. in Computer Engineering*. Gdansk: WSEAS, 2014, vol.21, pp.69-75. (Ed.: J. Balicki).
11. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. *Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering*. Gdansk: WSEAS, 2014, vol.21, pp. 143-150 (Ed.: J. Balicki).
12. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. Elsevier, 2010, vol.72, pp.498-508.
13. Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future. *Chaos, Solitons & Fractals*, 2004, vol.19, №2, pp.441-462.
14. Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network. *Int. J. Environ. Stud*, 2005, vol.62. №2, pp. 181-191.
15. Gottwald G.A., Melbourne I. A new test for chaos in deterministic systems. *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. Mathemat. Phys. Sci.*, 2004, vol.460, pp.603-611.
16. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series. *Phys. Rev. Lett.*, 1980, vol.45, pp.712-716.
17. Kennel M., Brown R., Abarbanel H. Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction. *Phys. Rev. A.*, 1992, vol.45, pp.3403-3411.
18. Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh. The analysis of observed chaotic data in physical systems. *Rev. Mod. Phys.*, 1993, vol.65, pp.1331-1392.
19. Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods. *Phys. Rep.*, 1999, vol.308, pp.1-64.

20. Fraser A.M., Swinney H. Independent coordinates for strange attractors from mutual information. *Phys. Rev. A.*, 1986, vol.33, pp.1134-1140.
21. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D*, 1983, vol.9, pp.189-208.
22. Gallager R.G. *Information theory and reliable communication*. NY: Wiley, 1968. 608 p.
23. Mañé R. On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps. *Dynamical systems and turbulence, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics no.898*. Berlin: Springer, 1981, pp.230-242. (Eds: D.A. Rand, L.S. Young).
24. Takens F. Detecting strange attractors in turbulence. *Dynamical systems and turbulence, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics no.898*. Berlin: Springer, 1981, pp.366-381. (Eds: D.A. Rand, L.S. Young).
25. Prepelitsa G.P., Glushkov A.V., Lepikh Ya.I., Buyadzi V.V., Ternovsky V.B., Zaichko P.A. Chaotic dynamics of non-linear processes in atomic and molecular systems in electromagnetic field and semiconductor and fiber laser devices: new approaches, uniformity and charm of chaos. *Sensor Electronics and Microsystems Techn.*, 2014, vol.11, no.4, pp.43-57.
26. Hayashi K., Yasuoka Y., Nagahama H. et al. Normal seasonal variations for atmospheric radon concentration: a sinusoidal model. *Journ. of Env. Radiact.*, 2015, vol.139, pp.149-153.
27. Bossew P., Dubois G., Tollefsen T. Investigations on indoor radon in Austria, part 2: Geological classes as categorical external drift for spatial modelling of the radon potential. *J. Environ. Radioact.*, 2008, vol.99, pp.81-97.
28. Chambers S., Zahorowski W., Matsumoto K., Uematsu M. Seasonal variability of radon-derived fetch regions for Sado Island, Japan, based on 3 years of observations: 2002-2004. *Atmos. Environ.*, 2009, vol.43, pp.271-279.
- pp.14-24.
10. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Brusentseva S.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. *Adv. in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence. Series: Recent Adv. in Computer Engineering*. Gdansk: WSEAS, 2014, vol.21, pp.69-75. (Ed.: J. Balicki).
11. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. *Adv. in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence. Series: Recent Adv. in Computer Engineering*. Gdansk: WSEAS, 2014, vol.21, pp. 143-150 (Ed.: J. Balicki).
12. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. Elsevier, 2010, vol.72, pp.498-508.
13. Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future. *Chaos, Solitons & Fractals*, 2004, vol.19, №2, pp.441-462.
14. Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network. *Int. J. Environ. Stud*, 2005, vol.62. №2, pp. 181-191.
15. Gottwald G.A., Melbourne I. A new test for chaos in deterministic systems. *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. Mathemat. Phys. Sci.*, 2004, vol.460, pp.603-611.
16. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series. *Phys. Rev. Lett.*, 1980, vol.45, pp.712-716.
17. Kennel M., Brown R., Abarbanel H. Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction. *Phys. Rev. A.*, 1992, vol.45, pp.3403-3411.
18. Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh. The analysis of observed chaotic data in physical systems. *Rev. Mod. Phys.*, 1993, vol.65, pp.1331-1392.
19. Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods. *Phys. Rep.*, 1999, vol.308, pp.1-64.
20. Fraser A.M., Swinney H. Independent coordinates for strange attractors from mutual information. *Phys. Rev. A.*, 1986, vol.33, pp.1134-1140.
21. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D*, 1983, vol.9, pp.189-208.
22. Gallager R.G. *Information theory and reliable communication*. NY: Wiley, 1968. 608 p.
23. Mañé R. On the dimensions of the compact invariant sets of certain non-linear maps. *Dynamical systems and turbulence, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics no.898*. Berlin: Springer, 1981, pp.230-242. (Eds: D.A. Rand, L.S. Young).
24. Takens F. Detecting strange attractors in turbulence. *Dynamical systems and turbulence, Warwick 1980. Lecture Notes in Mathematics no.898*. Berlin: Springer, 1981, pp.366-381. (Eds: D.A. Rand, L.S. Young).
25. Prepelitsa G.P., Glushkov A.V., Lepikh Ya.I., Buyadzi V.V., Ternovsky V.B., Zaichko P.A. Chaotic dynamics of non-linear processes in atomic and molecular systems in electromagnetic field and semiconductor and fiber laser devices: new approaches, uniformity and charm of chaos. *Sensor Electronics and Microsystems Techn.*, 2014, vol.11, no.4, pp.43-57.
26. Hayashi K., Yasuoka Y., Nagahama H. et al. Normal seasonal variations for atmospheric radon concentration: a sinusoidal model. *Journ. of Env. Radiact.*, 2015, vol.139, pp.149-153.
27. Bossew P., Dubois G., Tollefsen T. Investigations on indoor radon in Austria, part 2: Geological classes as categorical external drift for spatial modelling of the radon potential. *J. Environ. Radioact.*, 2008, vol.99, pp.81-97.
28. Chambers S., Zahorowski W., Matsumoto K., Uematsu M. Seasonal variability of radon-derived fetch regions for Sado Island, Japan, based on 3 years of observations: 2002-2004. *Atmos. Environ.*, 2009, vol.43, pp.271-279.

## REFERENCES

1. Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V. Analysis and forecast of the impact of anthropogenic factors on air basin of an industrial city. Odessa: Ecology, 2010. 256 p. (In Russian).
2. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G., Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanyuk E.P. Low-dimensional chaos in the time series of concentrations of pollutants in an atmosphere and hydrosphere. *Visn. Odes. derz. ekol. univ. – Bulletin of Odessa state environmental university*, 2007, vol. 4, pp.337-348. (In Russian)
3. Glushkov A.V. Analysis and forecast of the anthropogenic impact on industrial city's atmosphere based on methods of chaos theory: new general scheme. *Ukr. gidrometeorol. ž. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no. 15, pp. 32-36.
4. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Atmospheric Environment*. The Netherlands: Elsevier, 2008, vol.42, pp.7284-7292.
5. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A. Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atlantic oscillation. *Optics of atmosphere and ocean*, 2004, vol.14, no.7, pp.219-223.
6. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region. *Atmospheric Research*. Elsevier, 2005, vol.77, pp.100-113.
7. Glushkov A.V., Kuzakon' V.M., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Zaichko P.A. Geometry of Chaos: Consistent combined approach to treating chaotic dynamics atmospheric pollutants and its forecasting. *Proceedings of International Geometry Center*, 2013, vol.6, no.3, pp.6-13.
8. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system. *Adv. in Space Research*. Elsevier, 2008, vol.42(9), pp.1614-1617.
9. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*. Elsevier, 2006, vol.322, no. 1-4,

## АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ДИНАМИКИ РАДИОАКТИВНОСТИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ОСНОВАННЫЙ НА МЕТОДАХ ТЕОРИИ ХАОСА: ОБЩАЯ СХЕМА И НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕНЕНИЯ

А.В. Глушков, д-р ф.-м. н., проф.

Е.Р. Губанова, д-р экон. н., проф., О.Ю. Хецелиус, д-р ф.-м. н., проф.,  
Г.П. Препелица, д-р ф.-м. н., проф., А.А. Свиначенко, д-р ф.-м. н., проф.,  
Ю.Я. Буянова, к.геогр. н., доц., В.В. Буйджи, ассист.

Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)

Мы представляем новый общий аппарат анализа, обработки и прогнозирования характеристик временных рядов концентраций загрязняющих веществ для типовых гидроэкологических систем, схематично включает следующие блоки и уровни исследований: общий качественный анализ динамических особенностей задачи эволюции типичных гидроэкологических систем (в том числе, качественный анализ с точки зрения обыкновенных дифференциальных уравнений, "Арнольд-анализ"); б) проверка на наличие хаотических (стохастических) особенностей, элементов, режимов (тест Готвальда-Мельбуерна, метод корреляционной размерности); в) исследование фазового пространства (выбор времени задержки, определение пространства вложения методами и алгоритмами корреляционной размерности и ложных ближайших соседних точек); г) определение динамических инвариантов хаотической системы (вычисление глобальной размерности, показатели Ляпунова  $\lambda_{\alpha}$ ; определение размерности Каплана-Йорка  $d_L$  и среднего предела предсказуемости  $Pr_{\max}$  на основе усовершенствованных алгоритмов; е) нелинейный анализ и предсказание (прогнозирование) динамической эволюции систем. Последний блок действительно включает в себя новые (в динамике радиоактивности окружающей среды) методы и алгоритмы нелинейного прогнозирования, такие как методы прогнозируемых траекторий, формализм случайных пропагаторов, нейросетевые алгоритмы, ренорм-анализ с блоками полиномиальных аппроксимаций, вейвлет-разложений и т.д.

**Ключевые слова:** динамика радиоактивного загрязнения окружающей среды, экологическое состояние, временные ряды концентраций, загрязняющие вещества, анализ и прогнозирование на основе методов теории хаоса.

## АНАЛІЗ І ПРОГНОЗ ДИНАМІКИ РАДІОАКТИВНОСТІ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА ЗАСНОВАНИЙ НА МЕТОДАХ ТЕОРІЯ ХАОСУ: ЗАГАЛЬНА СХЕМА І ДЕЯКІ ЗАСТОСУВАННЯ

О.В. Глушков, д-р ф.-м. н., проф., О.Р. Губанова, д-р экон. н., проф.,  
О.Ю. Хецелиус, д-р ф.-м. н., проф., Г.П. Препелица, д-р ф.-м. н., проф.,  
А.А. Свиначенко, д-р ф.-м. н., проф., Ю.Я. Буянова, к.геогр. н., доц., В.В. Буйджи, ассист.

Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)

Ми представляємо новий загальний апарат аналізу, обробки та прогнозування характеристик часових рядів концентрацій забруднюючих речовин для типових гідроекологічних систем, що схематично включає наступні блоки і рівні досліджень: а) загальний якісний аналіз динамічних особливостей завдання еволюції типових гідроекологічних систем (у тому числі, якісний аналіз з погляду звичайних диференціальних рівнянь ", Арнольд-аналіз"); б) перевірку на наявність хаотичних (стохастичних) особливостей, елементів, режимів (тест Готвальда-Мельбуерна, метод кореляційної розмірності); в) дослідження фазового простору (вибір часу затримки, визначення простору вкладення методами і алгоритмами кореляційної розмірності і помилкових найближчих сусідніх точках); г) визначення динамічних інваріантів хаотичної системи (обчислення глобальної розмірності, показників Ляпунова  $\lambda_{\alpha}$ ; визначення розмірності Каплана-Йорка  $d_L$  і середнього межі передбачуваності  $Pr_{\max}$  на основі вдосконалених алгоритмів ; е) нелінійний аналіз і прогноз (прогнозування) динамічної еволюції систем. Останній блок дійсно включає в себе нові (в динаміці радіоактивного забруднення навколишнього середовища) методи та алгоритми нелінійного прогнозування, такі як методи прогнозованих траекторій, формалізм випадкових пропагатор, нейромережеві алгоритми, ренорм-аналіз з блоками поліноміальних апроксимацій, вейвлет-розкладів і т.д.

**Ключові слова:** динаміка радіоактивного забруднення навколишнього середовища, екологічний стан, часові ряди концентрацій, забруднюючі речовини, аналіз та прогнозування на основі методів теорії хаосу.

Дата первого представления: 09.09.2015  
Дата поступления окончательной версии: 18.10.2015  
Дата опубликования статьи: 26.11.2015

## НОВІ ГЕОГРАФО-МАТЕМАТИЧНІ КОНЦЕПЦІЇ В ЗАДАЧАХ МОДЕЛЮВАННЯ ПОШИРЕННЯ ШКІДЛИВИХ ДОМІШОК В АТМОСФЕРІ

Ю.Я. Бунякова, к.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, yubunyak@mail.ru

В задачах моделювання процесів поширення шкідливих домішок в атмосфері промислових міст та прогнозування еволюційної динаміки зроблено якісний огляд нових концептуальних підходів, що базуються на основі положень теорії хаосу, теорії динамічних систем, фрактальній геометрії, аналізі показників Ляпунова та інших. Коротко охарактеризовані основні ідеї перелічених підходів з акцентом на аналіз часових рядів концентрацій шкідливих речовин в атмосфері, а також наданий аналіз, який показує, що хаотичний режим часової еволюції характеристик детерміністичних динамічних систем, зокрема, прикладних екологічних систем, є, по суті, нелінійним явищем, який не можливо описати на основі класично лінійних регулярно-динамічних моделей.

**Ключові слова:** динамічна система, нелінійний аналіз, фазовий простір, теорія хаосу, задача моделювання процесів поширення шкідливих домішок в атмосфері

### 1. ВСТУП

В останнє десятиліття у зв'язку з розвитком теорій стохастичних динамічних систем і теорії хаосу стає актуальним використання методів цих теорій у задачах прикладної екології, метеорології, гідрології, соціально-економічної географії тощо. У цьому контексті до числа перспективних напрямків досліджень треба віднести використання нелінійних фізико-статистичних методів (методи мультифрактального моделювання, теорії хаосу й оптимального керування, якісної теорії диференціальних рівнянь та ін.) і розвиток на їхній основі принципово нових підходів до моделювання просторово-часової структури полів концентрації домішок в атмосфері. Особливо перспективним з погляду не тільки аналізу, але й прогнозування є розробка моделей аналізу й прогнозу на основі фундаментальних положень теорії хаосу. У сучасній теорії стохастичних динамічних систем часовий ряд розглядається як реалізація випадкового процесу, коли випадковість є результатом складного руху з багатьма незалежними степенями вільності. Альтернативою випадковості є феномен хаосу, що може мати місце як у найпростіших детерміністичних системах, так і в досить складних стохастичних системах. Строго показано, що хаотичний режим у детерміністичних динамічних системах є також, по суті, нелінійним явищем.

При цьому фундаментальну роль відіграє притаманна всім хаотичним системам властивість радикальної зміни динаміки системи у фазовому просторі залежно від зміни початкових умов.

Для так званих дисипативних систем їхня динаміка реалізується в обмеженій області фазового простору станів, зазвичай званого дивним аттрактором. При

цьому для часових характеристик динамічних змінних аттракторних систем виявляється характерним фактично стохастичний режим. Лоренц [1] спробував стосовно до метеорологічних завдань досліджувати

чутливість атмосферної системи до змін початкових умов на прикладі простої нелінійної моделі з урахуванням елементів конвекції.

Аттрактор Лоренца розрахований на основі усього трьох степенів вільності – три звичайних диференціальних рівняння, три константи й три початкові умови.

Однак, незважаючи на свою простоту, система Лоренца поводить себе псевдовипадковим (хаотичним) чином. Змоделювавши свою систему на комп'ютері, Лоренц виявив причину її хаотичного поведіння – різницю в початкових умовах. Навіть мікроскопічне відхилення двох систем на самому початку в процесі еволюції призводило до експонентного накопичення похибок і відповідно до їх стохастичних розбіжностей. Найважливішим висновком подібних досліджень став доказ істотної ролі нелінійної взаємодії й аналіз можливостей (точніше неможливості) прогнозування істотно хаотичних систем.

Хоча хаос установлює фундаментальне обмеження на довгостроковий прогноз (це твердження одержало назву парадокса Лоренца), він може використовуватися для короткострокового прогнозу: дані, що виглядають випадковими, можуть містити в собі прості детерміністичні взаємозв'язки, що мають тільки кілька степенів вільності. Ці обставини багато в чому прояснили, чому добре розроблені лінійні методи, що традиційно широко застосовуються в прикладній математиці й численних додатках в області фізико-математичних, географічних та інших наук, виявилися вкрай наближеними й неадекватними у вивченні динаміки хаотичних динамічних систем. Враховуючи,

що в основному системи гідрометеорології, екології тощо відносяться до хаотичного типу, стає зрозумілим, що їхній адекватний опис повинен базуватися на методах аналізу й моделювання хаотичних систем, які замінюють традиційні лінійні методи. В даній роботі ми надамо якісний огляд нових концептуальних підходів, що базується на основі положень теорії хаосу, теорії динамічних систем, фрактальної геометрії, аналізу показників Ляпунова та інших, в задачах моделювання процесів поширення шкідливих домішок в атмосфері промислових міст та прогнозування еволюційної динаміки зроблено якісний

## 2. АНАЛІЗ ОСНОВНИХ ПОЛОЖЕНЬ І МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Паралельно з теорією хаосу, спочатку як окремих напрямків, а потім в органічному зв'язку з феноменом хаосу розвивався апарат фрактального й мультифрактального моделювання. Хоча фактично уявлення про фрактали було введено ще наприкінці XIX століття, тільки в 70-х роках XX сторіччя Мандельброт [2] явно визначив фрактальні об'єкти як об'єкти із властивостями самоподібності. В теорії хаосу згадані вище дивні аттрактори фактично являють собою мультифрактальні об'єкти з відповідними геометричними структурами у фазовому просторі. Однак спроби опису таких складних систем методами лінійного аналізу виявилися безуспішними. Наприклад, проста скалярна нелінійна система, відома під назвою логістичного відображення й використана для моделювання біологічних популяцій [3], дає в результаті часовий ряд із такою ж самою автокореляційною функцією, що і у білого шуму. Аналогічні результати отримані при аналізі ряду екологічних і еволюційних моделей. Тому виникає запитання: чим же відрізняються хаотичні й стохастичні системи? Відповісти на нього коротко зовсім непросто (див. [4]), хоча можна прийняти положення про те, що хаотичними є низькорозмірні системи з позитивними значеннями так званих показників Ляпунова.

За останні два десятиліття з'явилася безліч досліджень у різних галузях науки, у яких положення теорії хаосу й фракталів застосовувалися до різних динамічних систем. В той же час, вивчення хаотичних режимів у часових рядах концентрацій забруднюючих речовин у край нечисленні, а результати цих досліджень не є однозначними. У статті Ланфреді й Маччіато [5] наведені результати моделювання часової динаміки трьох складових атмосферного повітря (NO<sub>2</sub>, CO, O<sub>3</sub>), однак, автори не змогли визначити наявність у відповідних часових рядах елементів низькорозмірного хаосу. В статті Челані [6] наведені результати моделювання часової динаміки концент-

рацій пилу, що демонструють ефект низькорозмірного хаосу, однак для прогнозу автор використовував метод штучних нейронних мереж. У наших роботах [7–9], а також у роботах [10–16] показано, що застосування нелінійних методів в задачах аналізу й у певному сенсі прогнозування динаміки флуктуацій концентрації домішок в атмосфері у принципі може забезпечити високий ступінь вірогідності опису і прогнозу.

Розглянемо більш детально використаний нами новий кількісний підхід до моделювання динаміки розподілу забруднюючих речовин в атмосфері промислових міст і районів і відповідної оцінки впливу і прогнозування антропогенного навантаження на екологічний стан повітряного басейну промислового міста.

Виходячи з [17–20], попередньо відзначимо, що дослідження потенційно хаотичних екологічних систем (у нашому випадку динаміки розподілу забруднюючих речовин і шкідливих домішок у повітряному басейні промислових міст і районів) можна розділити на такі процедури: первинний аналіз і обробка екологічних даних, формулювання моделі аналізу й підготовка відповідних масивів даних по часових рядах і, у принципі, просторовому розподілу речовин, ідентифікація елементів хаотичного режиму у відповідних рядах екологічних даних, реконструкція фазового простору для системи просторово-часового розподілу концентрації речовин, класифікація часових рядів і, нарешті, побудова ефективної, максимально достовірної моделі прогнозу еволюції концентрацій забруднюючих речовин в атмосфері промислового міста.

Важливо підкреслити, що екологічна динамічна система є нелінійною, застосування лінійних методів аналізу, перетворення Фур'є й т.п. не завжди може дати задовільний результат, як у випадку лінійної системи. Пов'язано це з тим, що процеси, які призводять до хаотичного режиму, є фундаментально багатовимірними. Саме ці обставини є характерними для динаміки розподілу шкідливих домішок у повітряному басейні промислового міста. Тому очевидно є необхідність розв'язання вкрай складної в математичному аспекті задачі відновлення фазового простору системи.

Зазначені вище чотири процедури дуже важливі, тому що при їхній реалізації хаотичні системи відрізняються від стохастичних, а також визначаються ступінь вільності й комплексності екологічної системи. Грунтуючись на результатах реалізації цих процедур, далі порівняно легко можна реалізувати й ті, що залишилися. У світлі сказаного важливо підкреслити, що наступний нелінійний короткостроковий аналіз і прогноз еволюції концентрацій шкідливих домішок в атмосфері промислового міста, у принципі, можливий, однак, далеко не завжди часові ряди концентрацій інгредієнтів проявляють хаотичний режим, а для

деяких з них (стохастичних систем), більш раціонально використовувати класичні методи аналізу.

Почнемо виклад підходу з розгляду основної динамічної характеристики системи розподілу забруднюючих речовин в атмосфері промислового міста, а саме концентрації забруднюючих речовин. Спочатку слід розглядати шукану характеристику як функцію часового аргументу:  $s(t)$ . Оскільки, як правило, дані натурних спостережень представляються у вигляді масиву даних, дискретизованого по елементарному інтервалу часу (часу зняття показань, спостереження), можна визначити концентрацію як скалярну вимірювану величину  $s(t_0 + n\Delta t) = s(n)$ , де  $t_0$  – деякий початковий момент часу,  $\Delta t$  – часовий інтервал, через який здійснюється  $n$  вимірів,  $n = 1, 2, 3, \dots$ . Первинний аналіз і обробка екологічних даних, підготовка відповідних масивів даних по часових рядах  $i$ , у принципі, просторовому розподілу речовин являють собою добре відпрацьовані в екології процедури. Значно більшої складності є завдання ідентифікації в шуканих часових рядах концентрацій елементів хаосу. Для цього вирішується завдання відновлення на основі даних екологічних вимірів  $s(n)$  фазового простору системи, що має, у принципі, нескінченне число степенів вільності.

Доречно нагадати, що для динамічних систем прийнятним представленням розвитку процесу в часі є побудова «портрету» в фазовому просторі. Мова, по суті, йде про простір, координатами якого є змінні, у нашому випадку, екологічного стану. Нелінійна динамічна система зазвичай характеризується так званим дивним аттрактором. За визначенням, це множина, що притягує у фазовому просторі, у якому розташовані хаотичні траєкторії. Оскільки в основі фізичних механізмів поширення забруднюючих речовин в атмосфері, згідно загальноприйнятим (у тому числі, гідродинамічним) моделям, лежать дисипативні процеси, то припустимою стартовою гіпотезою є наближення про значно меншу розмірність геометричного аттрактору, на якому розташовуються виміряні значення концентрацій, ніж у розмірності реального простору станів. Це істотне спрощення дозволяє моделювати еволюцію станів динамічної системи безпосередньо на аттракторі, а не в повному оригінальному фазовому просторі, строго кажучи, з нескінченною розмірністю [17–23].

Зрозуміло, що в досліджуваній системі вірогідно реалізується феномен хаосу. Для класу завдань, що цікавить нас, про динаміку змін концентрацій забруднюючих речовин в атмосфері промислового міста, ця задача завжди має позитивне питання в силу фізичних аспектів зазначеної динаміки. Проте, для одержання точних кількісних результатів, на початковому етапі ми використовуємо процедуру виявлення наявності тесту в системі із шумом, описану в [21], що адапто-

вана нами до задачі про шкідливі домішки в атмосфері.

Відновлення фазового простору, у нашому випадку, динамічної характеристики – концентрації шкідливих домішок в атмосфері промислового міста, є фактично центральним завданням усього підходу й від її адекватного рішення залежить точність та якість і аналізу й прогнозу еволюції концентрації забруднюючих речовин у повітряному басейні. Відзначимо, що у своїй фундаментальній постановці основне завдання зводиться до процесу апроксимаційної реконструкції прямого вектора екологічних станів деяким адекватним набором  $d$ -мірних векторів  $u(n)$ . Останні є апроксимаційною заміною даних, отриманих у результаті натурних (емпіричних) вимірів концентрацій. Як фундаментальна основа шуканої апроксимації використовується комбінація динамічних уявлень про нелінійні системи й геометричне виявлення аттрактору в просторі станів на основі їхнього інформаційно-теоретичного змісту. Для подальшого рішення завдання про відновлення фазового простору станів екологічної системи зручним виявляється формалізм Паккарда [22], пов'язаний з використанням координат з часовою затримкою.

У випадку моделювання динаміки екологічних систем, використання показників Ляпунова виявляється вкрай ефективним у сенсі розуміння фізики процесу еволюції й прогностичності системи. Зрозуміло, при цьому глобальні й локальні розмірності Ляпунова розраховуються тільки на даних екологічних вимірів. У теорії хаосу спектр розмірностей Ляпунова зазвичай інтерпретується як міра впливу збурювань початкових умов динамічної системи відносно геофізичних і екологічних систем. З показниками розмірностей Ляпунова природно пов'язані й інші фундаментальні інваріанти динамічних систем, а саме: ентропія Колмогорова й розмірність аттрактору [23]. За визначенням, ентропія Колмогорова є середньою швидкістю, при якій інформація про стан не зберігається із часом. Інакше кажучи, можна говорити про ентропію Колмогорова як про своєрідну міру передбачуваності еволюції динамічної системи.

### 3. ВИСНОВКИ

Підсумовуючи вище сказане, можна стверджувати, що, незважаючи на наявність досить великої кількості підходів до моделювання забруднення атмосферного повітря шкідливими домішками, дотепер не створено типової загально визнаної моделі для інженерно-екологічних розрахунків структурно-функціональних перебудов систем у відповідь на зміну компонентного складу атмосфери. У цій ситуації із усього різноманіття структурно-функціональних показників екологічних систем доцільно вибрати показники, що задово-



льняють такі умови: екологічна істотність; економічна важливість; наявність моделі «вплив–відгук» і забезпеченість цієї моделі емпіричною інформацією. Це дозволяє зробити висновок про актуальність і важливість пошуку принципово нових нелінійних підходів, які адекватно відображають основні фізичні механізми в задачах моделювання стану забруднення повітряного басейну промислових міст і районів.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Lorenz E.N. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 1963, vol. 20, pp. 130–141.
- Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы: Пер. с англ. / Б. Мандельброт. – М.: Институт компьютерных исследований, 2002. – 656 с.
- May R.M. Simple mathematical models with very complicated dynamics. *Nature*, 1976, vol. 261, pp. 459–467.
- Lichtenberg A.J., Liebermann M.A. *Regular and chaotic dynamics*. NY: Springer-Verlag, 1992. 482 с.
- Lanfredi M., Machhiato M. Searching for low dimensionality in air pollution time series. *Erophys. Lett.*, 1997, vol. 40, pp. 589–594.
- Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network. *Int. J. Environ. Stud.*, 2005. vol. 62, pp. 181–191.
- Бунякова Ю.Я. Новый подход в моделировании динамики загрязнения атмосферы промышленных городов (на примере Гданского региона) // Тези доповідей ІХ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. – Одеса, 2009. – С.142.
- Глушков А.В. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере: краткосрочный прогноз / А.В. Глушков, Н.С. Лобода, В.Н. Хохлов, Н.Г. Сербов, А.А. Свиначенко, Ю.Я. Бунякова // Вісник Одеського державного екологічного ун-ту. – 2008. – Вып.5. – С.225–235.
- Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V., Dudinov A.A. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Abstr. of the European Geosciences Union General Assembly 2011*, Vienna (Austria), 2011, pp. A3.4.
- Paluš M., Pelikán E., Eben K., Krejčíř P., Juruš P. Nonlinearity and prediction of air pollution. *Artificial neural nets and genetic algorithms*. Wien: Springer, 2001, pp. 473–476 (Eds: V. Kurkova, N.C. Steele, R. Neruda, M. Karny).
- Русов В.Д. Астрофизическая модель глобального климата земли / В.Д. Русов, А.В. Глушков, В.Н. Вашенко. – Київ: Наукова Думка, 2003. – 212 с.
- Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. The Netherlands: Elsevier, 2010, vol.72, pp.498–508.
- Русов В.Д. О фрактальном механизме взаимосвязи между генезисом, размером и содержанием атмосферных аэрозолей в различных регионах Земли / [В.Д. Русов, В.Н. Павлович, Р. Илич, Р. Ячимович, Ю.А. Бондарчук и др.] // Український антарктичний журнал. – 2006. – № 4–5. – С. 137–159.
- Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Neural networks & multi-fractal modelling the frustrated aquifer systems. “Underground” hydrology and global Earth angular momentum disbalance resources. *Water resources in Asia Pacific Region*. Kyoto (Japan), 2003, pp.1355–1358.
- Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric connection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, vol.11, no.3, pp.285–293.
- Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya., Bykowszczenko N. Modelling air pollution field structure in the industrial city’s atmosphere: Correlation integral method and fractal dimension. *Geophysical Research Abstracts (Abstr. of the European Geosciences Union General Assembly 2006)*. Vienna (Austria), 2006, vol. 8, pp.00806.
- Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Atmospheric Environment*. The Netherlands: Elsevier, 2008, vol.42, pp. 7284–7292.
- Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Modeling greenhouse gas concentration fields using chaos theory. *18 th. Intern. Symp. Transport and Air Pollution*. May 18 – 19, 2010. Dubendorf (Switzerland), pp.06.
- Бунякова Ю.Я. Структура поля загрязнения атмосферы промышленного города: стохастичность и эффекты хаоса / Ю.Я. Бунякова, А.В. Глушков, В.Н. Хохлов // Метеорология, климатология, гидрология. – Одесса, 2005 - Вып. 49. – С. 347–352.
- Глушков А.В. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере (г. Одесса) / А.В. Глушков, Э.Н. Серга, Ю.Я. Бунякова // Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту. – 2009. – Вып. 8. – С. 233–238.
- Gottwald G.A., Melbourne I. Testing for chaos in deterministic systems with noise. *Physica D*, 2005, vol. 212, pp. 100–110.
- Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series. *Phys. Rev. Lett.*, 1980, vol. 45, pp. 712–716.
- Песин Я.Б. Характеристические показатели Ляпунова и гладкая эргодическая теория // Успехи математических наук. – 1977. – Т. 32. – С. 55–112.

#### REFERENCES

- Lorenz E.N. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 1963, vol. 20, pp. 130–141.
- Mandelbrot B. *The Fractal geometry of nature: trans. engl.* Moscow: Institute of computer science, 2002. – 656 p. (In Russian).
- May R.M. Simple mathematical models with very complicated dynamics. *Nature*, 1976, vol. 261, pp. 459–467.
- Lichtenberg A.J., Liebermann M.A. *Regular and chaotic dynamics*. NY: Springer-Verlag, 1992. 482 с.
- Lanfredi M., Machhiato M. Searching for low dimensionality in air pollution time series. *Erophys. Lett.*, 1997, vol. 40, pp. 589–594.
- Chelani A.B. Predicting chaotic time series of PM10 concentration using artificial neural network. *Int. J. Environ. Stud.*, 2005. vol. 62, pp. 181–191.
- Bunyakova Y.Y. *Tezy dopovidei IX naukovoi konferentsii molodyh uchenyh ODEKU* [Abstracts of the IX Conference of Young Scientists of OSENU]. Odessa, 2009, pp. 142 (In Russian).
- Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Burakova Y.Y. Chaos in a time series concentrations of pollutants in the atmosphere: short term forecast. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. – Bulletin of Odessa state environmental university*, 2008, iss. 5, pp. 225–235 (In Russian).
- Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V., Dudinov A.A. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Abstr. of the European Geosciences Union General Assembly 2011*, Vienna (Austria), 2011, pp. A3.4.
- Paluš M., Pelikán E., Eben K., Krejčíř P., Juruš P. Nonlinearity and prediction of air pollution. *Artificial neural nets and genetic algorithms*. Wien: Springer, 2001, pp. 473–476 (Eds: V. Kurkova, N.C. Steele, R. Neruda, M. Karny).
- Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N. *Astrophysical model of global climate of the earth*. Kyiv: Naukova Dumka, 2003. 212 p. (In Russian).
- Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. The Netherlands: Elsevier, 2010, vol.72, pp.498–508.
- Rusov V.D. Pavlovich V.N., Ilıc R., Jacimovic R., Bondartchuk J.A.

- et al. *Ukrainskii antarktychnyi zhurnal - Ukrainian Antarctic Journal*, 2006, no. 4-5, pp. 137-159 (In Russian).
14. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Neural networks & multi-fractal modelling the frustrated aquifer systems. "Underground" hydrology and global Earth angular momentum disbalance resources. *Water resources in Asia Pasific Region*. Kyoto (Japan), 2003, pp.1355-1358.
  15. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, vol.11, no.3, pp.285-293.
  16. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya., Bykowszczenko N. Modelling air pollution field structure in the industrial city's atmosphere: Correlation integral method and fractal dimension. *Geophysical Research Abstracts (Abstr. of the European Geosciences Union General Assembly 2006)*. Vienna (Austria), 2006, vol. 8, pp.00806.
  17. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Atmospheric Environment*. The Netherlands: Elsevier, 2008, vol.42, pp. 7284-7292.
  18. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Modeling greenhouse gas concentration fields using chaos theory. *18 th. Intern. Symp. Transport and Air Pollution. May 18 - 19, 2010*. Dubendorf (Switzerland), pp.06.
  19. Bunakova Yu.Ya., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. The structure of the field of air pollution industrial city: stochasticity and effects of chaos. *Meteorologiya, klimatologiya, gidrologiya - Meteorology, climatology, hydrology*, 2005, vol. 49. pp. 347- 352 (In Russian).
  20. Glushkov A.V., Serga E.N., Bunakova Y.Y. Chaos in a time series concentrations of pollutants in the atmosphere (Odesa). *Visn. Odes. derzh. ekol. univ. - Bulletin of Odessa state environmental university*, 2009, iss. 8, pp. 233-238 (In Russian).
  21. Gottwald G.A., Melbourne I. Testing for chaos in deterministic systems with noise. *Physica D.*, 2005, vol. 212, pp. 100-110.
  22. Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series. *Phys. Rev. Lett.*, 1980, vol. 45, pp. 712-716.
  23. Pesin Ya.B. Characteristic Lyapunov exponents and smooth ergodic theory. *Uspehi matematicheskikh nauk - Advances of Mathematical Sciences*, 1977, vol. 32, pp. 55-112 (In Russian).

## НОВЫЕ ГЕОГРАФО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ В ЗАДАЧАХ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВРЕДНЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ

Ю.Я. Бунякова, канд. геогр. н.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, [yubunyak@mail.ru](mailto:yubunyak@mail.ru)*

В задачах моделирования процессов распространения вредных примесей в атмосфере промышленных городов и прогнозирования эволюционной динамики сделано качественное описание новых концептуальных подходов, которые базируются на основе положений теории хаоса, теории динамических систем, фрактальной геометрии, анализе показателей Ляпунова и других. Кратко охарактеризованы основные идеи перечисленных подходов с акцентом на анализ временных рядов концентраций вредных веществ в атмосфере, а также представлен анализ, который показывает, что хаотический режим временной эволюции характеристик детерминированных динамических систем, в частности, прикладных экологических систем, является, по сути, нелинейным явлением, которое в принципе не возможно описать на основе классически линейных регулярно-динамических моделей.

**Ключевые слова:** динамическая система, нелинейный анализ, фазовое пространство, теория хаоса, задачи моделирования процессов распространения вредных примесей в атмосфере

## NEW GEOGRAPHY-MATHEMATIC APPROACHES IN THE TASKS OF DESIGN OF DISTRIBUTION OF HARMFUL ADMIXTURES IN AN ATMOSPHERE

Bunyakova Yu.Ya, Cand. Sci. (Geogr.)

*Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [yubunyak@mail.ru](mailto:yubunyak@mail.ru)*

It is presented a qualitative overview of the new conceptual approaches, which are based on the provisions of the chaos theory, dynamical systems theory, fractal geometry, analysis of Lyapunov exponents, and others, to problems of modeling the propagation of pollution impurities in the atmosphere of industrial cities and predicting the evolutionary dynamics. We summarize the main ideas of these approaches with emphasis on the analysis of time series of concentrations of pollution impurities in the atmosphere, as well as an analysis that shows that the chaotic regime of the time evolution of the characteristics of deterministic dynamical systems, in particular, the application of ecological systems is, in fact, a non-linear phenomenon which in principle can not be described on the basis of the classical linear regular-dynamic models.

**Keywords:** dynamical system, nonlinear analysis, phase space, chaos theory, the problem of modeling the propagation of pollution impurities in the atmosphere

*Дата першого подання: 05.09.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 15.10.2015*

*Дата публікації статті: 26.11.2015*

УДК номер 504.064.4:658.567.3

**РАСЧЕТ ОСАДКОВ В ПЕРИОД КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ПАВОДКА  
21-27 ИЮЛЯ 2008 ГОДА В УКРАИНСКИХ КАРПАТАХ****О.И. Удовенко**, ст. науч. сотрудник  
**И.В. Ковалец**, зав. отделом, д. техн. н.*Институт проблем математических машин и систем НАН Украины  
просп. Глушкова, 42, 03187, Киев, Украина, ik@env.com.ua*

Проведены расчеты осадков в период летнего паводка 2008 г на территории Украинских Карпат с использованием метеорологической модели WRF. Модель хорошо воспроизвела структуру поля осадков в период максимальных паводков (25 июля), что подтверждается сравнением рассчитанных и измеренных осадков и косвенным сопоставлением рассчитанных суммарных осадков по водосборам карпатских рек и измерений расходов в замыкающих створах.

**Ключевые слова:** паводок, осадки, мезомасштабная метеорология, WRF.

**1. ВВЕДЕНИЕ**

В Украине 21-27 июля 2008 г. прошли сильные ливневые паводки, которые принесли значительный ущерб экономике страны. Наиболее катастрофические осадки выпали в Прикарпатье; пострадали также некоторые районы Закарпатья, но в меньшем масштабе чем Прикарпатье и Буковина. По своему масштабу июльский паводок в Прикарпатье характеризуется вероятностью превышения 2% и приблизительно соответствует известному летнему паводку 1969 г в карпатском регионе [1]. Известно, что катастрофический характер паводка был связан не только с интенсивной циклонической деятельностью, но также и с усилением осадков под влиянием горного рельефа [2]. Орографическое усиление осадков приводит к очень неравномерному их выпадению по территории. Следовательно, разработка и верификация методов расчета пространственно-временных распределений осадков в горных районах имеет большое значение для прогнозирования метеорологических условий в период паводков, а также для оптимизации ресурсов, необходимых для предотвращения и ликвидации последствий таких паводков.

Моделированию метеорологических условий в период июльского паводка 2008 г. с помощью мезомасштабных метеорологических моделей посвящено несколько работ, например [2,3]. Однако в упомянутых работах не предпринята попытка количественного сравнения результатов расчетов модели с данными измерений. В Закарпатском областном гидрометеорологическом центре для прогнозирования осадков и паводков в Карпатах эксплуатируется оперативная система прогнозирования метеорологических условий на основе мезомасштабных метеорологических моделей MM5 и WRF, разработанная в [4,5]. В работе [6] представлены результаты оперативных прогностических расчетов за июль 2008 г. вышеупомянутой системы в связке с гидрологическими моделями,

настроенными для условий водосборов закарпатских рек Уж, Тисса и Латорица, и показано хорошее согласование результатов расчетов и измерений для этих водосборов. Целью настоящей работы является применение мезомасштабной метеорологической модели WRF с высоким уровнем детализации (1 км), для реконструкции осадков и верификации результатов расчетов в период июльского паводка 2008 г. на всей территории Карпат, в особенности на территории Прикарпатья, где паводки носили наиболее катастрофический характер.

**2. ОБЗОР СИНОПТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ**

Детальный обзор синоптической ситуации, вызвавшей выпадение катастрофических осадков в регионе представлен в работах [2,3]. С 21 по 27 июля 2008 г. погода над юго-восточной Европой определялась взаимодействием холодной воздушной массы, поступавшей с северо-запада, с теплой и влажной воздушной массой, смещавшейся с юго-востока. В период 23-25 июля западная часть Украины находилась на северо-восточной периферии высокого малоподвижного циклона, медленно смещавшегося в северо-западном направлении. Движению циклона препятствовал мощный гребень высокого давления, располагавшийся от Гибралтара до Скандинавского полуострова и над северо-восточной частью Европы до Западно-Сибирской равнины. Синоптические карты (например, составленные Британским центром Metoffice [7]), показывают, что 23 июля 2008 г. теплый фронт был расположен поперек гряды Украинских Карпат. При этом возникали скользящие движения воздуха вдоль склонов, которые, в свою очередь, усиливали развитие конвективной облачности. Высотное струйное течение, располагавшееся над средиземноморским и черноморским регионом (рис. 1), способствовало усилению циркуляции в нижних слоях тропосферы над западной Украиной. Это обстоятельство увеличивало интенсивность поступления теплого и влажного воздуха из чер-

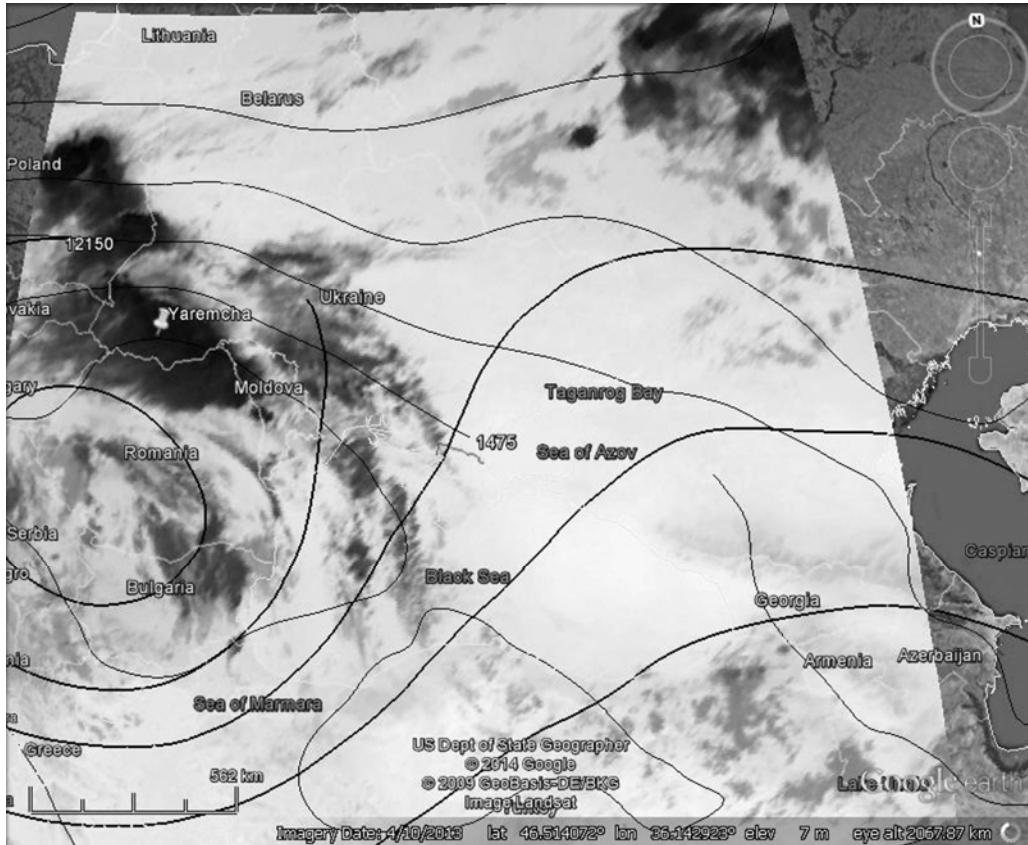


Рис. 1– Карты абсолютной топографии AT850 (шаг изолиний 25 гпм) и AT200 (шаг изолиний 100 гпм) по данным финального анализа NCEP за 24.07.2008, 18:00 и фотография спутника Meteosat для того же времени (длина волны 10.8 мкм).

номорского и кавказского регионов. Этот процесс также способствовал интенсивному развитию конвективной облачности и осадков. Снимок геостационарного спутника Meteosat в инфракрасном диапазоне (длина волны 10.8 мкм), приведенный на рис. 1, характеризует температуру верхней границы облачности [8]. Области, показанные черным цветом на рис. 1, соответствуют температуре верхней границы облаков менее и, соответственно, высоте кучевых облаков свыше 10 км. Спутниковые снимки в видимом диапазоне (см, например, [3]) свидетельствуют об образовании 22 июля мощного вихря сплошной облачности над юго-восточной Европой, окончательно распавшегося только к 27 июля.

### 3. МЕТОД РАСЧЕТА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Как следует из изложенного в предыдущем разделе, в изучаемом случае выпадение осадков определялось и конвективной неустойчивостью, и вертикальными движениями, возникающими за счет воздействия гор на ветровой поток. Поэтому простые формулы (см. например [9]), связывающие осадки над горами с градиентом высоты рельефа, скоростью и влажностью обтекающего потока, в данном случае едва ли

могут быть использованы для расчета пространственно-временных распределений осадков над Карпатами. Расчетные оценки выпадения осадков могут быть получены, по-видимому, только с помощью полных мезомасштабных моделей гидротермо-динамики атмосферы, учитывающих все основные физические процессы в атмосфере, в том числе, микрофизические процессы образования облаков.

В данной работе для проведения расчетов была выбрана мезомасштабная модель WRF [10], широко используемая в наше время в исследованиях в области мезомасштабной метеорологии. Расчеты производились на последовательности из четырех вложенных областей с горизонтальным шагом сетки 27, 9, 3, 1 км. Разрешение по вертикали во всех четырех областях было одинаковым и равным 28 слоев. Четвертая вычислительная область, с самой детальной сеткой, охватывала район размером 220x180 км, в который попадали Украинские Карпаты. Датой начала расчета было 21 июля 2008 г, 0 ч. Для задания начальных и граничных условий использовались данные финального анализа Национального центра прогнозирования окружающей среды США (NCEP), характеризующиеся горизонтальным пространственным разрешением

равным 1 градус.

В расчетах использовались следующие параметризации физических процессов, описанные в [11]. Для описания процессов микрофизики облаков использовалась параметризация WSM6, включающая, помимо уравнений жидкой и газообразной фаз водяного пара, описание процессов образования и роста кристаллов льда, снега и града. Для описания процессов рассеяния длинноволнового излучения использовалась параметризация «Ускоренного расчета радиационных процессов» (RRTM). Для расчета рассеяния коротковолнового излучения применялась параметризацией Годарда. Процессы турбулентного теплообмена в пограничном слое рассчитывались с помощью параметризации MRF, учитывающей нелокальный характер теплообмена в конвективном пограничном слое. Процессы образования кучевой облачности рассчитывались с помощью параметризации Кейна-Фритца. В четвертой вложенной области параметризация кучевой облачности не применялась, поскольку при горизонтальном шаге сетки 1 км процессы конвективных движений могут быть рассчитаны без параметризации подсеточных конвективных движений [11].

Расчеты проводились на вычислительном кластере ИПММС НАН Украины. Кластер состоит из 4 узлов, на каждом с которых установлено два 4-ядерных процессора Intel(R) Xeon(R) CPU E5405, 2.00 Ghz и 16 Гб оперативной памяти. При использовании параллельного режима расчета на 8-ми ядрах кластера время расчета метеорологических условий за 1 день составляло приблизительно 12 часов.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

В табл. 1 представлены рассчитанные суточные суммы осадков и данные измерений наземных метеостанций и гидропостов. Исходные измерения в различные дни содержали и 6-, и 12-, и 24- часовые суммы осадков. При этом в 6 ч утра по Гринвичу измерения осадков всегда передавались как с наземных метеостанций, так и с гидропостов. Поэтому наиболее удобным интервалом для составления суточных сумм осадков без привнесения дополнительной погрешности за счет обработки измерений был период между 6 ч утра соседних суток. Следовательно, рассчитанные и измеренные значения осадков, представленные в табл. 1 и на рис. 2, являются суммами между 6 ч утра соответствующих соседних суток.

Как видно из данных измерений, представленных в таблице, практически на всех метеостанциях в Украинских Карпатах, кроме метеостанции Пожежевская, максимальные осадки за изучаемый период наблюдались 25 июля. Рассчитанные осадки за 25 июля согласуются с измерениями. Согласно измерениям, 27 июля снова наблюдалось усиление осадков в южной и юго-восточной части Украинских Карпат. Этот

Таблица 1– Рассчитанные и измеренные на различных станциях суточные суммы осадков (мм)

Станция	WRF/Изм.	22.07	23.07	24.07	25.07	26.07	28.07
Плай	Изм.	4	28	23	56	23	41
	WRF	3	13	10	43	11	0
Рахов	Изм.	0	8	22	78	7	42
	WRF	0	27	3	29	0	52
Славское	Изм.	2	11	16	73	26	58
	WRF	3	9	6	71	27	1
Пожежевск.	Изм.	1	30	36	67	45	88
	WRF	0	29	1	27	8	63
Межгорье	Изм.	0	17	23	60	19	14
	WRF	0	9	8	49	9	6
Нижн. Студ.	Изм.	1	14	12	38	26	31
	WRF	2	11	2	16	33	1
Яремче	Изм.	1	44	47	104	54	83
	WRF	0	18	1	85	33	13
Нижн. Вор.	Изм.	3	7	10	41	23	31
	WRF	4	14	11	54	10	0
Жорнава	Изм.	14	7	13	43	14	9
	WRF	1	5	10	53	3	0
Вел. Березн.	Изм.	9	7	5	35	9	3
	WRF	9	13	19	27	7	0
Заричево	Изм.	8	10	8	37	17	11
	WRF	1	12	9	38	3	0
Ужгород	Изм.	3	15	8	26	6	6
	WRF	1	10	8	51	4	0
Черноголова	Изм.	10	7	9	36	19	21
	WRF	1	7	5	39	4	0
Турья Пол.	Изм.	4	7	8	45	14	17
	WRF	1	10	8	39	8	0
Симер	Изм.	2	12	9	39	16	4
	WRF	1	12	11	41	2	0

процесс недостаточно точно воспроизводится моделью, которая существенно занижает осадки за 27 июля для большинства метеостанций.

На рис. 2 показаны рассчитанные распределения суточных сумм осадков в четвертой вычислительной области WRF за период 21-27 июля. Изолиния соответствует величине осадков 1 мм. Точками показаны соответствующие значения измерений метеостанций, места расположения которых также показаны на рисунке. Как показывают расчеты, основные пятна осадков за 25 и 26 июля расположены параллельно горной гряде, что указывает на существенную роль рельефа в формировании осадков. Как видно из приведенных на данном рисунке результатов, основная часть пятна осадков, рассчитанных моделью для 25 июля, находится между измерительными станциями. Основное пятно осадков за 27 июля находится в юго-восточной части вычислительной области, при этом максимум выпадений расположен практически на границе вычислительной области. Поэтому на результатах расчетов может негативно сказываться влияние границ области, что, вероятно, и приводит к худшим результатам модели за 27 июля по сравнению с результатами за 25 июля.

На рис. 3 представлены вертикальные сечения полей скорости (стрелки), вертикальной скорости (зали-

вка) и потенциальной температуры (изолинии) за 25.07.2008, 18 ч. В это время, согласно расчетам, особенно большие осадки выпали посредине между станциями Славское и Яремча (до 70 мм/3 ч). Шаг изолиний потенциальной температуры равен 2.5 градуса. Векторы скорости представлены для каждого второго расчетного узла. Сечения проведены вдоль линий A1B1 слева и A2B2 справа, а расположение точек A1, B1, A2, B2 показано на рис. 2. Таким образом, сечение A1B1 перпендикулярно горной гряде, а сечение A2B2 параллельно гряде.

На изолиниях потенциальной температуры, представленных на рис. 3, видно характерную систему волн, возникающих при обтекании рельефа стратифицированным слоем атмосферы. Восходящие дви-

жения, представленные на рис. 3 оттенками черного цвета, чередуются с нисходящими движениями (белый цвет). Характерный горизонтальный размер «ячеек» восходящих движений – около 10 км, а по высоте эти движения во многих местах превышают 10 км, что соответствует спутниковому снимку на рис. 1. Места расположения восходящих движений преимущественно коррелируют с расположением наветренных склонов, хотя в некоторых местах такие движения возникают и на подветренных склонах, что говорит о большой конвективной неустойчивости.

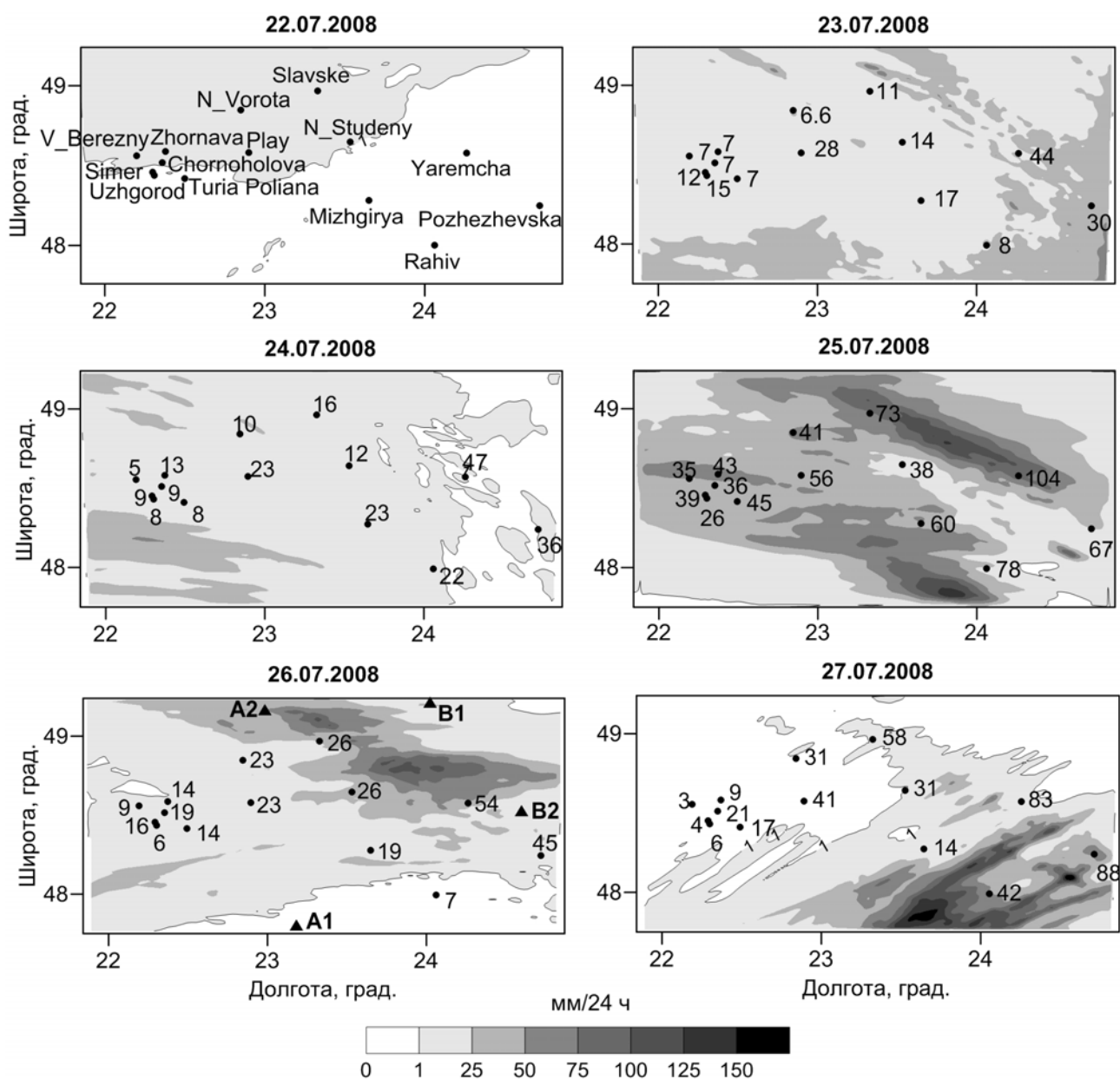


Рис. 2– Распределения суточных осадков по результатам расчетов WRF и соответствующие результаты измерений метеостанций.

Как было упомянуто выше, сеть метеорологических измерений в Прикарпатье слишком редка для того, чтобы адекватно представить структуру осадков в горных районах. Поэтому, помимо сравнения измеренных и рассчитанных осадков в местах расположения метеостанций, представляют интерес и другие, не прямые методы верификации данных расчетов. Например, можно предположить, что в период максимального паводка суточный сток с небольших горных водосборов будет приблизительно пропорционален интегральному количеству осадков по соответствующему водосбору. В период максимального паводка, 25 июля, наибольшие выпадения наблюдались на водосборах соседних рек Стрый, Свича, Лимница, Ворона (область между станциями Нижний Студеный и Яремча на рис. 2).

Обозначим суммарные выпадения осадков по  $i$ -му водосбору  $P_i = \iint_{S_i} p(x, y) dx dy$ , где  $S_i$  – пространственная область  $i$ -го водосбора,  $p(x, y)$  – суточные суммы осадков в данной точке  $(x, y)$ . Обозначим  $Q_i$  – среднесуточный расход в замыкающем створе соответствующего водосбора. Тогда из высказанного выше предположения следует, что в период максимального паводка должно выполняться

$$Q_i / \sum_{i=1}^n Q_i = P_i / \sum_{i=1}^n P_i \quad (1)$$

В табл. 2 представлены рассчитанные значения для соседних водосборов Стрый, Свича, Лимница и Ворона за 25 июля 2008 г. В таблице представлены также значения измерений в соответствующих замыкающих створах: Верхнее Синевидное (Стрый), Перевозец (Лимница), Ворона (Тисменница). В замыкающем створе водосбора Свича (примыкающего к водосбору Стрый) не проводились измерения расходов. Поэтому для этого водосбора в табл. 2 представлена косвенная оценка расхода, полученная по формуле  $Q_{\text{Свича}} = Q_{\text{Стрый}} \cdot A_{\text{Свича}} / A_{\text{Стрый}}$ . Здесь  $A_{\text{Свича}}$ ,  $A_{\text{Стрый}}$  – площади соответствующих водосборов. Как видно из данных, представленных в табл. 2, соотношение (1) выполняется с хорошей точностью. Используя данные, представленные в табл. 2, можно проверить, что при исключении водосбора Свича из анализа, соотношение (1) по-прежнему будет выполняться. Таким образом, выполнение соотношения (1) также свидетельствует о хорошей точности рассчитанных осадков в период максимального паводка.

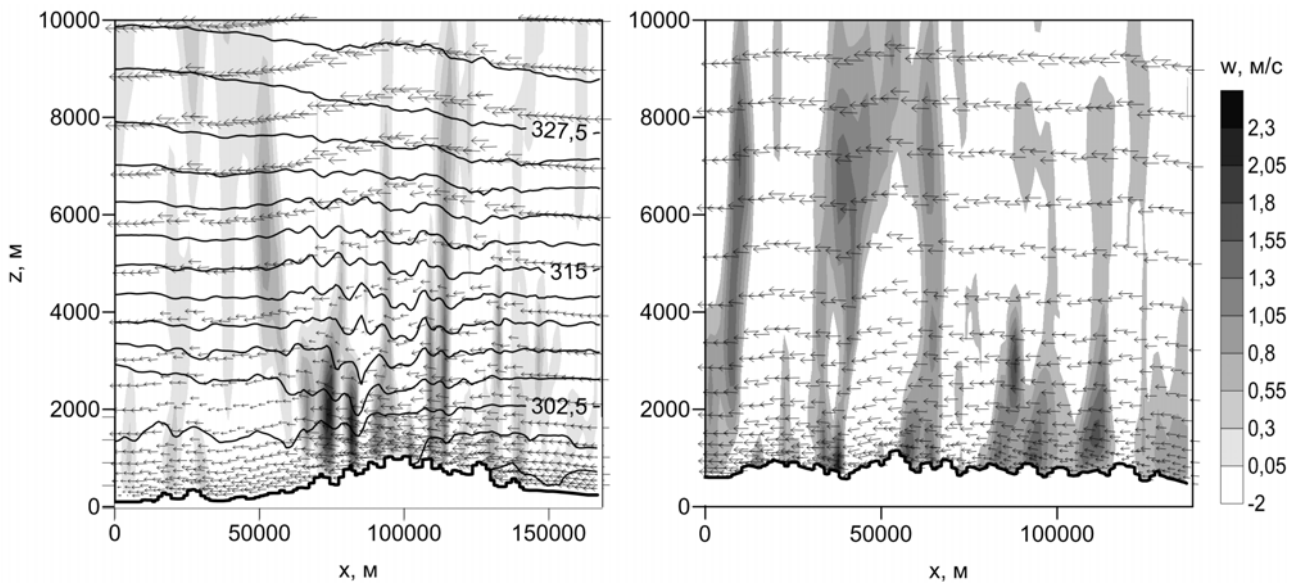


Рис. 3– Вертикальные распределения потенциальной температуры, поля скорости и вертикальной компоненты скорости по результатам расчетов для 25.07.2008, 18 ч.

Таблица 2– Осадки по трем водосборам за 25-е июля 2008 г., и соответствующие расходы в замыкающих створах; относительные (к сумме по водосборам) осадки и расходы

Характеристика	Стрый	Свича	Лимница	Ворона	Сумма
Расход, м <sup>3</sup> /с	1350	873	858	90	3171
Осадки (сумма по водосбору, 10 <sup>3</sup> м <sup>3</sup> )	137229	85699	79808	9972	312708
Отн. расход (Q <sub>i</sub> , %)	42.6	27.5	27.1	2.8	100
Отн. осадки (P <sub>i</sub> , %)	43.9	27.4	25.5	3.2	100

## 5. ВЫВОДЫ

В настоящей работе проведено исследование по применению мезомасштабной метеорологической модели WRF с высоким уровнем детализации (1 км), для реконструкции осадков и верификации результатов расчетов в период летнего паводка 21-27 июля 2008 г. на территории Украинских Карпат. Приведенные результаты расчетов и их верификация на основе данных измерений показывают, что WRF может достаточно точно воспроизвести катастрофические конвективные осадки в Украинских Карпатах, обусловленные взаимодействием крупномасштабных атмосферных движений со сложной подстилающей поверхностью. В частности, показано что:

1. Модель очень хорошо воспроизвела структуру поля осадков 25 июля 2008 г. – в период максимальных паводков на горных водосборах Украинских Карпат. Высокое качество результатов модели за 25 июля подтверждается не только сравнением рассчитанных и измеренных осадков, но и косвенным сопоставлением рассчитанных суммарных осадков по водосборам карпатских рек и измерений расходов в соответствующих замыкающих створах;

2. Осадки, выпавшие в конце изучаемого паводкового периода, 27 июля, особенно в юго-восточной части Украинских Карпат, в расчетах WRF были сильно занижены. Это, видимо, связано со сравнительно небольшим размером вычислительной области и влиянием граничных условий на результаты расчетов.

Как показывают расчеты, существующая в северо-восточной части Украинских Карпат сеть гидрометеорологических измерений слишком редка, что затрудняет адекватную оценку максимумов и интегральных характеристик осадков в бассейнах карпатских рек для задач моделирования паводков. В дальнейших исследованиях планируется использовать модель WRF в цепочке с распределенными гидрологическими моделями для расчета и прогнозирования гидрологических характеристик паводков на водосборах всех рек в Украинских Карпатах, как это сделано в работе [12] на примере водосбора р. Уж.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность к.геогр.н. А.А. Кривобоку, зав. лаб. УкрНИГМИ за предоставление и помощь в интерпретации спутникового снимка.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Сусідко М.М. Особливості формування дощових паводків у басейні Дністра / М.М. Сусідко, Н.В. Приймаченко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2008. – № 1. – С. 76-80.
- Белый Т.А. Численные исследования различных механизмов осадкообразования на эволюцию мезомасштабных облачных образований, обусловивших сильные осадки в Карпатах 21-29 июля 2008 г. / Т.А. Белый, С.Н. Дударь, А.М. Пирнач // Геофизический журнал. – 2009. – Т. 31, №6. – С. 107-123.
- Пірнач Г.М. Чисельні дослідження хмарних утворень, які спричинили катастрофічні опади у Прикарпатті/ Г.М. Пірнач, Т.А. Білий, С.М. Дудар // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2010. №. 259. – С. 5-25.
- Гузій А.М. Система численного прогноза погоды WRF-Украина / А.М. Гузій, И.В. Ковалец, А.А. Кушан [и др.] // Математические машины и системы. – 2008. – №4. – С. 123–131.
- Ковалець І.В. Технології моделювання метеорологічних процесів із засвоєнням даних вимірювань для систем підтримки прийняття рішень. Дис. доктора тех. наук : 05.13.06 / І.В. Ковалець / Інститут проблем математичних машин та систем НАН України. – Київ, 2011. – 350 с.
- Бойко О. Моделювання катастрофічного паводку в карпатському регіоні в липні 2008 р. каскадом метеорологічних та гідрологічних моделей / О. Бойко, І.В. Ковалець, М.Й. Железняк, [та ін.] // Тези доп. IV-ї міжнар. конф. “Математичне та імітаційне моделювання систем. МОДС’2009”, (Київ, 22–26 червня 2009 р.). – К.: НАН України, Ін-т проблем математичних машин і систем, 2009. – С. 21–24.
- Archiv der 00 UTC UKMO-Bracknell-Bodenanalysen. Available at: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraur.htm>
- Кривобок А.А. Определение температуры верхней границы облачности по данным геостационарного спутника MSG. Часть II. / А.А. Кривобок // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2007. – № 256. – С. 373-388.
- Smith R. *Mountain Meteorology and Regional Climates. In: Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology.* Cambridge University Press. Cambridge, 2004, pp.193-222 (Eds: E. Fedorovich, R. Rottuno, B. Stevens).
- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X.Y., Wang W., Powers J.G. *A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR.* USA, Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2008, 125 p.
- Stensrud D.J. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models.* Cambridge University Press, UK, Cambridge, 2007, 459 p.
- Kovalets I.V., Kivva S.L., Udovenko O.I. Usage of the WRF-DHSVM model chain for simulation of extreme floods in mountainous areas: a pilot study for the Uzh River Basin in the Ukrainian Carpathians. *Natural Hazards*, 2015, Vol. 75, No. 2, pp. 2049-2063.

## REFERENCES

- Sosyenko M.M. Osoblyvosti formuvannja doshovykh pavodkiv u basejni Dnistra [Peculiarities of rain floods forming in the Dniester river basin]. *Hidrolohiia, hidrokimiia i hidroekolohiia – Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology.* 2008, № 1, pp. 76-80.
- Belyi T.A. Dudar S.N., Pirnach A.M. Chislennyye issledovaniya razlichnykh mekhanizmov osadkoobrazovaniya na evolyutsiyu mezomasshtabnykh oblachnykh obrazovaniy, obuslovivshikh silnyye osadki v Karpatakh 21-29 iyulya 2008 g. [Numerical investigation of different mechanisms of precipitation formation on evolution of mesoscale clouds, creating extreme precipitation in Carpathians on 21-29 July 2008]. *Geofizicheskii Zhurnal - Geophysical Journal.* 2009, Vol. 31, №6, pp. 107-123.
- Pirnach G.M., Bilyi T.A., Dudar S.M. Chyseljni doslidzhennja khmarnykh utvorenj, jaki sprychynyli katastrofichni opady u Prykarpatti [Numerical investigations of cloud formations that caused catastrophic precipitation in Prykarpattia]. *Nauk. praci UkrNDGhMI – Proceedings of the Ukrainian Hydrometeorologi-*



- cal Institute. 2010, №. 259, pp. 5-25.
4. Guziy A.M., Kovalets I.V., Kuschan A.A., Zheleznyak M.I. Sistema chislenogo prognoza pogody WRF-Ukraina [Numerical weather forecasting system WRF-Ukraine]. *Matematicheskie mashiny i sistemy – Mathematical Machines and Systems*. 2008, №4, pp. 123–131.
5. Kovalets I.V. *Tekhnologiji modeljuvannja meteorologichnykh procesiv iz zasvojenjam danykh vymirjuvanj dlja system pidtrymky pryjnjattja rishenj*. Diss. dokt. tekhn. nauk [Technologies of meteorological processes modeling with assimilation of measurement data for decision support systems. Dr. tech. sci. diss.]. Kiev, Institute of Mathematical Machines and Systems Problems, 2011. 350 p.
6. Boyko O., Kovalets I.V., Zheleznyak M.I., Guziy O.M. Modeljuvannja katastrofichnogho pavodku v karpatskomu rehioni v lypni 2008 r. kaskadom meteorologichnykh ta gidrologichnykh modelej [Simulation of catastrophic flood in July, 2008 with the model chain of hydrological and meteorological models]. *Tezy dop. IV-ji mizhnar. konf. "Matematyčne ta imitacijne modeljuvannja system. MODS'2009"* [Proc. of 6-th Int. Conf. "Mathematical Modeling and Simulation of Systems MODS2015"], Kiev, Institute of Mathematical Machines & Systems Problems NAS of Ukraine, 22-26 June 2009, pp. 21–24.
7. *Archiv der 00 UTC UKMO-Bracknell-Bodenanalysen*. Available at: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraar.htm>
8. Kryvobok A.A. Opredelenie temperatury verkhney granitsy oblachnosti po dannym geostatsionarnogo sputnika MSG. Chast II. [Determination of cloud top temperature using the data of the geostationary satellite MSG]. *Nauk. praci UkrNDGhMI – Proceedings of the Ukrainian Hydrometeorological Institute*. 2007, № 256, pp. 373-388.
9. Smith R. *Mountain Meteorology and Regional Climates*. In: *Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology*. Cambridge University Press. Cambridge, 2004, pp. 193-222 (Eds: E. Fedorovich, R. Rottuno, B. Stevens).
10. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X.Y., Wang W., Powers J.G. *A description of the advanced research WRF version 3*. *NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR*. USA, Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2008, 125 p.
11. Stensrud D.J. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, UK, Cambridge, 2007, 459 p.
12. Kovalets I.V., Kivva S.L., Udovenko O.I. Usage of the WRF-DHSVM model chain for simulation of extreme floods in mountainous areas: a pilot study for the Uzh River Basin in the Ukrainian Carpathians. *Natural Hazards*, 2015, Vol. 75, No. 2, pp. 2049-2063.

## CALCULATION OF PRECIPITATION DURING PERIOD OF CATASTROPHIC FLOOD 21-27 JULY 2008 IN UKRAINIAN CARPATHIANS

**O.I. Udovenko**, Senior Researcher

**I.V. Kovalets**, Head of Department, Doctor of Sciences

*Institute of Mathematical Machines & Systems Problems NAS of Ukraine,  
42, Prosp. Glushkova, 03187 Kiev, Ukraine*

Intense precipitation event happened in Ukraine on 21-27 July 2008 leading to extreme flash floods in the Ukrainian Carpathians which are characterized by the return period of approximately 50 years. Besides favourable synoptic conditions leading to quasi-stationary low situated over Balkans and South-West part of Ukraine precipitation during this event was intensified by mountains. This lead to formation of the specific precipitation patterns in the Ukrainian Carpathians which was not adequately resolved by the existing measurement network.

The purpose of this publication is application of the mesoscale meteorological model WRF with high resolution (1 km) for reconstruction of precipitation during flood in July, 2008 in the Ukrainian Carpathians and evaluation of the simulated results against measurements.

Calculation of precipitation during the period of catastrophic summer flood in 2008 at the territory of Ukrainian Carpathians had been carried out with the use of meteorological model WRF. The precipitation field was well simulated for the period of maximum floods (July, 25-th) as compared to precipitation data measured at meteorological stations. However the second and lower peak of precipitation which happened during July, 27-th was underestimated by WRF. The reason of such underestimation is possibly the influence of boundary conditions on simulated results. The precipitation field formed during July, 25-th is elongated along the main ridge of the Ukrainian Carpathians and precipitation maximums on that date, reaching up to 70 mm/3 hours are situated above foothills of the Carpathians. On July, 27-th the precipitation maximums are shifted south-eastward, close to the boundary of the computational domain. The vertical crosssections of the calculated meteorological fields demonstrate characteristic system of gravitational waves occurring in flow above mountains and sequence of convective cells situated mostly above the windward (north-eastern) hills and coinciding with the precipitation maximums. The depth of some of the convective cells reaches 10 km, which is supported by satellite data. The indirect evaluation of the calculated precipitation field is performed using the measured water discharge data at the watersheds of the rivers in Carpathians. For the period of max-

imum flood the relative precipitation amount at each watershed (over total precipitation amount at all watersheds) appears to be approximately equal to relative water discharge of the corresponding watershed.

In conclusion we could state that the precipitation field was well simulated by WRF for the period of maximum floods (25 July). High quality of simulated results is supported by comparison of the calculated and measured precipitation as well as with indirect juxtaposition of the calculated integral precipitation at the watersheds of Carpathian rivers and water discharges in the corresponding river outlets. The calculated results demonstrate that existing measurement network is too sparse to capture the details of the orographically enhanced precipitation field. The scarcity of the measurement network makes it difficult to evaluate integral and maximum characteristics of precipitation happening in the Ukrainian Carpathians.

Directions for further research should include usage of the coupled mesoscale meteorological-distributed hydrological model chain for calculation and forecasting of meteorological and hydrological characteristics of floods.

**Keywords:** flood, precipitation, mesoscale meteorology, WRF.

## РОЗРАХУНОК ОПАДІВ У ПЕРІОД КАТАСТРОФІЧНОГО ПАВОДКУ 21-27 ЛИПНЯ 2008 РОКУ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ

**О.І. Удовенко**, старший науковий співробітник

**І.В. Ковалець**, завідувач відділу, доктор технічних наук

*Інститут проблем математичних машин та систем НАН України,  
просп. Глушкова, 42, 03187, Київ, Україна, ik@env.com.ua*

Проведено розрахунки опадів у період літнього паводку 2008 р. на території Українських Карпат із застосування метеорологічної моделі WRF. Модель добре відтворила структуру поля опадів у період максимальних паводків (25 липня). Висока якість результатів моделі підтверджується порівнянням розрахованих і виміряних опадів і непрямым співставленням розрахованих сумарних опадів по водозборам карпатських річок і вимірів витрат у відповідних замикаючих створах.

**Ключові слова:** паводок, опади, мезомасштабна метеорологія, WRF.

*Дата першого представлення:* 25.07.2014

*Дата поступлення окончательной версии:* 14.05.2015

*Дата опублікування статті:* 26.11.2015

УДК 551.501.7

## УНІВЕРСАЛЬНІ СІМЕЙСТВА РОЗПОДІЛУ ДЖОНСОНА ТА ЇХ ВИКОРИСТАННЯ ДЛЯ АНАЛІЗУ ЧАСОВИХ РЯДІВ ШВИДКОСТІ ПРИЗЕМНОГО ВІТРУ

Г.П. Івус, професор, к.геогр.н., завідувач кафедру

Е.В. Агайар, к.геогр.н., доцент

А.Б. Семергей-Чумаченко, к.геогр.н., доцент

Л.М. Гурська, старший викладач

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, hurska.od@gmail.com*

В останні десятиліття у зв'язку з бурхливим розвитком чисельних методів прогнозу погоди приділяється недостатня увага фізико-статистичним закономірностям. Проте кліматичні зміни та їх наслідки для різних галузей економіки вимагають інформації про імовірнісні характеристики метеорологічних величин і явищ, включаючи вітрові аномалії. У статті розглянуто досвід застосування розподілу Джонсона для вирівнювання часових рядів швидкості вітру біля поверхні землі на метеорологічній станції Одеса-порт в центральні місяці сезонів. Виявлено ряд закономірностей, які враховують не тільки сезонну і добову мінливість параметрів цього розподілу, а й вплив фізико-географічних умов розташування метеорологічної станції на формування режиму приземного вітру.

**Ключові слова:** сімейство розподілів Джонсона, ряди швидкості вітру, статистичні параметри, метод моментів.

### 1. ВСТУП

В останні десятиліття у зв'язку з бурхливим розвитком чисельних методів прогнозу погоди приділяється недостатня увага фізико-статистичним закономірностям. Проте кліматичні зміни та їх наслідки для різних галузей економіки вимагають інформації про імовірнісні характеристики метеорологічних величин і явищ, включаючи вітрові аномалії. Викладений далі матеріал є продовженням роботи представленої в [1, 2].

### 2. ОПИС ОБ'ЄКТА ТА МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Мета дослідження полягає в обґрунтуванні застосування закону Джонсона для апроксимації рядів швидкості вітру біля поверхні землі на метеорологічній станції Одеса-порт.

Матеріалами дослідження послужили дані чотирьохстрогових метеорологічних спостережень (00, 06, 12, 18 ВСЧ) за швидкістю і напрямком приземного вітру за період 1981-1990 рр. на станції Одеса-порт в середньосезонні місяці.

### 3. ОПИС ТА АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Для опису експериментальних даних у різних аналітичних моделях закону розподілу останнім часом частіше стало застосовуватися сімейство розподілів Джонсона [1-6, 9-12, 14, 15]. Його перевага в порівнянні з розподілом Пірсона полягає в тому, що після певних перетворень воно призводить до нормально розподіленої випадкової величини. Так, в [5] розглядаються статистичні властивості реальних радіолокаційних сигналів за методикою, в основі якої лежить пряме і зворотне перетворення Джонсона. Розподіли Джонсона знайшли застосування у вирішенні задач класифікації аерокосмічних зображень [6], статистичному контролю багатопараметричного процесу [10],

забезпечення безперебійної надійної роботи пристроїв термінальної мережі [11], опису транспортних потоків і моделювання дорожнього руху [14, 15], в розробці системи моніторингу процесу синтезу нановуглецю [4]. На початку 70-х років ХХ ст. грузинські гідрологи Г.Г. Сванідзе та Г.Л. Григолія в якості апроксимуючого закону для кривої розподілу, обмеженої з двох сторін, рекомендували  $S_B$  - розподіл Джонсона [13]. Цей же закон використаний для складання імовірнісного прогнозу перевищення заданого рівня промислової водойми [9]. У гідрологічній практиці цей розподіл не знайшов широкого розповсюдження, так як нижню і верхню межі випадкової величини дуже рідко вдається оцінити надійно за емпіричними даними. Використання кривої Джонсона може бути ефективним лише в тому випадку, коли хоча б одна межа відома априорі або з достатньою точністю визначена, виходячи з фізичних міркувань [13]. Можливо, з цими обмеженнями пов'язане досить обмежене застосування цього закону і в метеорології [1-3], хоча багато метеорологічних параметрів мають межі, наприклад, швидкість вітру і кількість опадів (ліву), кількість хмарності і відносна вологість (обидві межі) тощо.

Методи апроксимації на основі універсальних сімейств розподілів забезпечують гнучкість вирішення завдання вирівнювання розподілів. Найбільш поширеними підходами до побудови універсальних сімейств є підходи, засновані на методі моментів, і на заміні вихідної вибірки іншою, розподіл якої є стандартним. Перший підхід реалізується сімейством універсальних розподілів Пірсона, а другий – сімейством універсальних розподілів Джонсона [7].

Вирівнювання статистичних розподілів за логарифмічним законом за допомогою конкретних перетворень щільності нормального розподілу запропонував Джонсон ще в 1949 р. [7, 8, 16-20].

Нехай  $\xi$  – спостережувана випадкова величина, для якої перетворення Джонсона має вигляд

$$x = \gamma + \eta \tau(\xi, \varepsilon, \lambda); \quad \eta > 0, -\infty < \gamma < \infty, \lambda > 0, -\infty < \varepsilon < \infty, \quad (1)$$

де  $x$  – випадкова величина, розподілена за нормальним законом,  $\gamma, \eta, \varepsilon, \lambda$  – параметри розподілу Джонсона ( $\eta, \gamma$  – параметри форми,  $\lambda$  – параметр масштабу,  $\varepsilon$  – характеризує центр розподілу),  $\tau(\cdot)$  – деяка довільна функція.

Параметри розподілу Джонсона за вибіркою незалежних даних можна оцінити методом моментів [21]. У цьому випадку необхідно провести оцінки середнього, дисперсії, асиметрії та ексцесу, тому використання розподілу Джонсона без експериментальних даних ускладнено.

Джонсон запропонував три форми функціонального перетворення:

$$(S_L): \quad \tau_1(\xi, \varepsilon, \lambda) = \ln\left(\frac{\xi - \varepsilon}{\lambda}\right), \quad \xi \geq \varepsilon; \quad (2)$$

$$(S_B): \quad \tau_2(\xi, \varepsilon, \lambda) = \ln\left(\frac{\xi - \varepsilon}{\varepsilon + \lambda - \xi}\right), \quad \varepsilon \leq \xi \leq \varepsilon + \lambda; \quad (3)$$

$$(S_U): \quad \tau_3(\xi, \varepsilon, \lambda) = \text{Arsh}\left(\frac{\xi - \varepsilon}{\lambda}\right), \quad -\infty < \xi < +\infty. \quad (4)$$

Як випливає з (2-4), функція  $\tau_1(\cdot)$  придатна для опису щільності з параметром, обмеженим ліворуч, функція  $\tau_2(\cdot)$  – з кінцевим, а  $\tau_3(\cdot)$  – з нескінченним параметром. Так як вид функції  $\tau(\cdot)$  може залежати не тільки від параметра, але і від інших характеристик гістограми розподілу, тому вищесказане не є обов'язковим. В [6] рекомендовано здійснювати вибір сімейства розподілів Джонсона на підставі нормативних показників асиметрії  $\beta_1$  та ексцесу  $\beta_2$  емпіричного розподілу за такими формулами:

$$\sqrt{\beta_1} = \frac{\mu_3}{(\mu_2)^{3/2}}; \quad \sqrt{\beta_2} = \frac{\mu_4}{(\mu_2)^2},$$

де  $\mu_i - i$ -й центральний момент випадкової величини  $\xi$ .

Сімейства розподілів Джонсона відрізняються різноманітністю форм і в площині асиметрії в квадраті  $A^2$  та ексцесу  $E$  займають значні області [4]. Области комбінацій  $A^2$  і  $E$  для різних розподілів Джонсона дозволяють підібрати відповідне сімейство за значеннями оцінок  $A$  і  $E$  вибіркового розподілу по діаграмі Джонсона (рис. 1).

Оцінити параметр багатовимірної щільності розподілу можна за результатами, отриманими в [6] для одновимірних випадкових величин. Нагадаємо, що параметри  $\varepsilon, \lambda$  мають сенс параметрів масштабу випадкової величини. Оскільки в задачах обробки та інтерпретації рядів швидкості вітру використовується конкретне значення швидкості, яка може змінюватися в деякому кінцевому інтервалі значень (часто від 0 до

20 м·с<sup>-1</sup>), то інтервал зміни випадкової величини апріорі відомий і цю інформацію можна застосовувати при оцінюванні  $\varepsilon$  і  $\lambda$ .

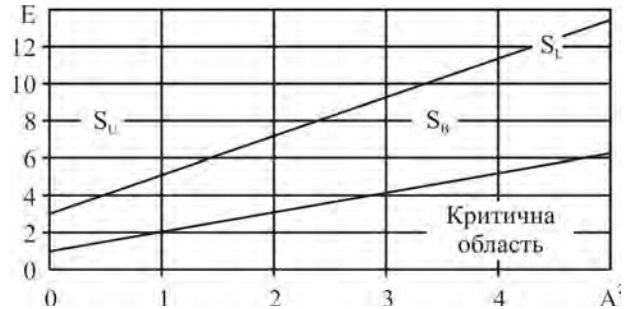


Рис. 1 – Комбінації  $A^2$  і  $E$  для різних розподілів Джонсона

Для розподілу  $S_L$ , де

$$\xi = \gamma + \eta \ln\left(\frac{\xi - \varepsilon}{\lambda}\right),$$

проводиться заміна змінних, і тоді число параметрів зменшується до трьох

$$\xi = \gamma^* + \eta \ln(\xi - \varepsilon),$$

де  $\gamma^* = \gamma - \eta \ln \lambda$ .

Параметр  $\varepsilon$  тут має сенс лівої межі розподілу і в роботі зі швидкістю вітру його можна вважати рівним нулю або мінімальному значенню у вибірці. При відомому  $\varepsilon$  оцінки для  $\gamma^*$  і  $\eta$  мають вигляд:

$$\hat{\eta} = \frac{1}{\hat{\sigma}}, \quad \hat{\gamma}^* = -\frac{\hat{\mu}}{\hat{\sigma}},$$

$$\text{де } \hat{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \ln(x_i - \varepsilon)^2}{N} - \hat{\mu}^2}.$$

Для сімейства розподілів  $S_B$  у випадку, коли відомі параметри  $\varepsilon$  (ліва межа розподілу) і  $\lambda$  (ширина кордонів), параметри  $\eta$  і  $\gamma$  оцінюються шляхом зіставлення двох емпіричних процентилей двом відповідним процентилям стандартного нормального розподілу [11].

Після вибору відповідного сімейства розподілів слід розрахувати його параметри і перевірити адекватність отриманого закону розподілу за допомогою критерію згоди, наприклад,  $\chi^2$  Пірсона.

Зупинимося на вирівнюванні часових рядів швидкості приземного вітру на ст. Одеса-порт за допомогою розподілу Джонсона. Природно, що рішення задачі почалося з перевірки аналізованого ряду на однорідність за допомогою відповідного критерію [22]. В якості статистичних параметрів (табл. 1), що характеризують вихідні ряди швидкості вітру, використані середні значення швидкості вітру ( $\bar{x}$ ), серед-

ньоквадратичні відхилення ( $\sigma_x$ ), коефіцієнти асиметрії ( $A$ ) та ексцесу ( $E$ ), коефіцієнт варіації ( $C$ ). Для всіх перерахованих характеристик розраховані статистичні помилки (табл. 1).

Аналіз середніх значень швидкості вітру на ст. Одеса-порт в центральні місяці сезонів за період 1981-1990 рр. показав, що чітко простежується добовий хід: мінімум швидкості відмічається в нічні та ранкові години, максимум – у строк 12 ВСЧ; до вечірнього 18 ВСЧ строку швидкість убуває. У зв'язку з тим, що середня швидкість вітру досить мала, значить на неї впливає не тільки макроциркуляційний режим, але і розташування самої станції.

Метеорологічна станція Одеса-порт розташована в північній частині Одеської затоки, що входить в північно-східну частину Чорного моря на 4,5 км і оточена мисами Ланжерон і Північний Одеський. Датчики вітру встановлені на даху метеорологічної станції. Ширина затоки біля входу і майже до її середини – 9 км. Північно-західне узбережжя затоки високе (40-70 м) і обривисте, схильне до зсувів, опускається до моря терасами, на найвищих терасах побудоване місто, а на найнижчій, безпосередньо біля моря, – Одеський порт. Низький і піщаний північно-західний берег затоки, поступово згинаючись, тягнеться до с. Крижанівка, а потім до мису Північний Одеський і на південному сході знову стає підвищеним і обривистим. Рослинність рідка, лісів немає, ґрунт чорнозем. В Одеській затоці переважає глибина 9-14 м за винятком кам'янистої банки біля мису Північний Одеський, де глибина становить 5-6 м. Ізобата 5 м проходить практично паралельно береговій лінії затоки на відстані близько 1 км, а в північній частині віддаляється від неї на 2 км.

Постійний материковий стік прісної води відсутній, але при північно-східних вітрах позначається вплив Дніпро-Бузького лиману. Особливістю Одеської затоки є надзвичайно різкі коливання температури і солоності води.

Порівняння середніх значень швидкості вітру на ст. Одеса-порт і порт Південний [1, 2] показує, що фон швидкості в Одесі нижчий, ніж у Південному, що пояснюється, в основному, особливостями місця розташування станції. У перехідні сезони і влітку розподіли швидкості вітру, залишаючись гостровершинними, а також різко і позитивно асиметричними, відрізняються від розподілів зимових місяців меншими значеннями  $\sigma$  (табл. 1). Мінімальна мінливість швидкості вітру спостерігається влітку, коли  $\sigma$  приймає значення 2,3-3,0 м·с<sup>-1</sup>. Тепле півріччя характеризується дещо більшими  $\sigma$  у порівнянні з холодним, тоді як в порту Південний – навпаки.

Як правило, асиметрія розподілу швидкості вітру помірна; лише три рази (січень – 00 ВСЧ, квітень – 06 ВСЧ і жовтень – 06 ВСЧ) коефіцієнт асиметрії

$A > 0,5$ . Цього результату слід було очікувати, оскільки через велике число порівняно малих швидкостей вітру середня швидкість зазвичай перевищує найбільш вірогідну. Причому, розподіл називають позитивно асиметричним, якщо середня більше моди і швидкість вітру має часто досягнути межі.

Значення коефіцієнтів ексцесу для розподілів швидкості вітру слабо негативні; винятком є квітень, 06 ВСЧ, коли ексцес - слабкий позитивний. Розрахунок коефіцієнтів варіації за чотирма строками за кожен місяць показав, що його значення змінюються від 0,41 (06 ВСЧ, липень) до 0,47 (12 ВСЧ, липень). Значення помилок  $\sigma_\sigma$  [1] коливаються від 0,10 до 0,12,  $\sigma_A = 0,14$ ,  $\sigma_E = 0,28$ .

З вищесказаного випливає, що використання нормального закону для апроксимації рядів швидкості вітру не застосовується. В якості теоретичного закону розподілу використовуємо сімейства розподілів Джонсона. Розподіл вдалося підібрати при  $\epsilon$ , що варіює в досить широких межах, від - 0,51 до - 8,00 (табл. 2). Параметр  $\lambda$ , що визначає масштаби зміни випадкової величини по сезонах, коливається від 63,56 у січні (18 ВСЧ) до 15,77 у жовтні (18 ВСЧ). Оцінюючи параметри форми кривих швидкості вітру  $\eta$  і  $\gamma$ , можна виявити деякі особливості режиму приземного вітру на ст. Одеса-порт протягом року, які відрізняються від аналогічних параметрів на сусідніх станціях, Іллічівськ і Південний-порт. Чим менше  $\gamma$ , тим менша крутість спаду кривих. Величини  $\eta$  і  $\gamma$  змінюються в межах 0,82 - 3,54 і 0,24 - 4,81 відповідно. У всіх випадках  $\lambda > 1$ , що свідчить про належність кривих до сімейства  $S_L$  (рис. 2). Швидкість вітру в квітні (06 ВСЧ) не підпорядковується заданому закону, навіть після корегування параметра  $\epsilon$  та інших ( $\gamma = 0,00$ ;  $Q < 1\%$ ). У липні, коли швидкість вітру нижча, ніж в інші сезони (табл. 1),  $\lambda$  варіює дуже сильно від 16,55 до 50,72. Наприклад, у жовтні коливання  $\lambda$  складають 15,77 - 32,00. Мінімум значень  $\lambda$  спостерігається у вечірній і ранковий час (18 ВСЧ, жовтень і 06 ВСЧ, липень), а максимум вдень (12 ВСЧ, жовтень) і вночі (00 ВСЧ, липень). Влітку і восени значення  $\eta$  у всіх випадках лежать в межах від 1 до 2. Значення  $Q$ , які змінюються від 0,01 до 0,07, підтверджують можливість вирівнювання рядів швидкості вітру на ст. Одеса-порт розподілом Джонсона сімейства  $S_L$ .

Оцінюючи значення  $Q$  за весь рік, відмітимо, що в літній місяць припущення про вирівнювання рядів швидкості вітру розподілом Джонсона, справджується краще. Значення  $\zeta$  при яких вдалося підібрати розподіл Джонсона, змінюється від - 6,0 до - 0,51.

Таблиця 1 – Значення  $\bar{x}$ ,  $\sigma$ , А, Е, С,  $\sigma_{\bar{x}}$ ,  $\sigma_{\sigma}$ ,  $\sigma_A$  і  $\sigma_E$  для швидкостей вітру на станції Одеса-порт. 1981-1990 рр.

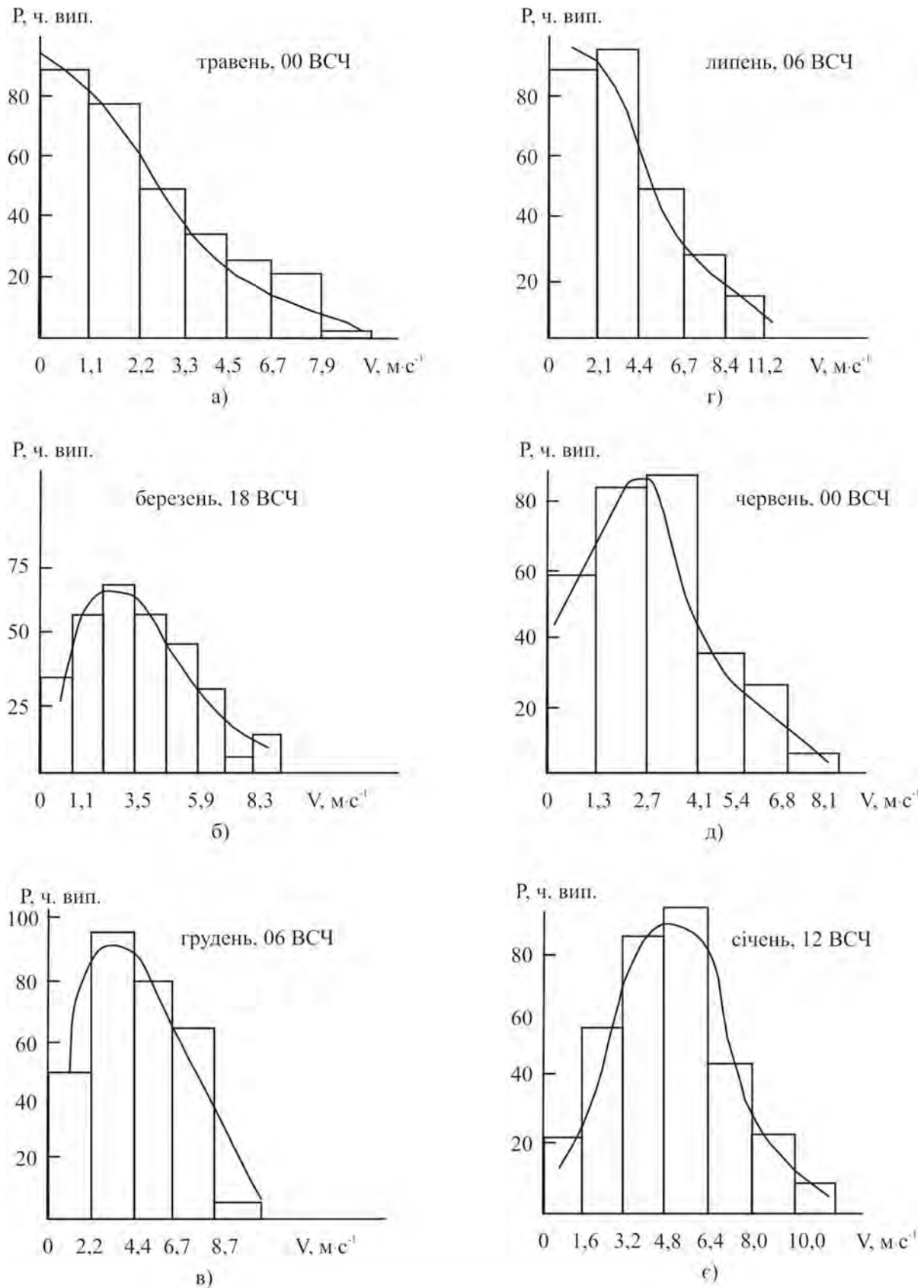
Місяць	Строк	Статистичні параметри								
		$\bar{x}$	$\sigma$	А	Е	С	$\sigma_{\bar{x}}$	$\sigma_{\sigma}$	$\sigma_A$	$\sigma_E$
Січень	00	4,4	3,1	0,54	-0,50	0,70	0,17	0,12	0,14	0,28
	06	4,8	2,8	0,45	-0,36	0,60	0,16	0,11	0,14	0,28
	12	5,7	2,8	0,31	-0,24	0,49	0,16	0,11	0,14	0,28
	18	4,5	3,0	0,56	-0,24	0,67	0,17	0,12	0,15	0,28
Квітень	00	5,3	3,0	0,23	-0,33	0,57	0,18	0,12	0,14	0,28
	06	5,3	2,9	0,52	0,16	0,55	0,17	0,11	0,14	0,28
	12	5,7	3,1	0,30	-0,43	0,54	0,18	0,12	0,14	0,28
	18	5,4	3,0	0,36	-0,24	0,55	0,17	0,11	0,14	0,28
Липень	00	4,2	2,3	0,48	-0,26	0,68	0,15	0,11	0,14	0,28
	06	3,8	3,0	0,31	-0,24	0,71	0,18	0,10	0,14	0,28
	12	4,0	2,9	0,30	-0,30	0,47	0,15	0,11	0,14	0,28
	18	5,2	2,9	0,36	-0,24	0,66	0,16	0,11	0,14	0,28
Жовтень	00	5,3	3,0	0,31	-0,33	0,66	0,19	0,12	0,14	0,28
	06	5,3	2,9	0,52	-0,16	0,58	0,17	0,10	0,14	0,28
	12	5,7	3,1	0,30	-0,43	0,55	0,18	0,11	0,14	0,28
	18	5,4	3,0	0,36	-0,24	0,65	0,18	0,12	0,14	0,28

Примітка:  $\sigma_{\bar{x}}$ ,  $\sigma_{\sigma}$ ,  $\sigma_A$ ,  $\sigma_E$  - похибки середньої швидкості вітру, середньоквадратичного відхилення, коефіцієнтів асиметрії та ексцесу відпо-

відно;  $\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}$ ,  $\sigma_{\sigma} = \frac{\sigma}{\sqrt{2n-1}}$ ,  $\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{n}}$ ,  $\sigma_E = \frac{24}{n}$ , де  $n$  - об'єм вибірки [8].

Таблиця 2 – Значення параметрів розподілу Джонсона  $\varepsilon$ ,  $\lambda$ ,  $\eta$ ,  $\chi^2$ ,  $\gamma$ ,  $Q$  для швидкості вітру на ст. Одеса-порт. 1981-1990 рр.

Місяць	Строк	Параметри розподілу Джонсона					
		$\varepsilon$	$\lambda$	$\eta$	$\chi^2$	$\gamma$	$Q$
Січень	00	-1,10	17,34	1,12	7,64	0,68	0,05
	06	-1,10	19,43	1,14	5,14	0,89	0,02
	12	-1,50	18,41	3,54	6,73	0,43	0,04
	18	-8,00	63,56	1,07	5,88	4,81	0,05
Квітень	00	-1,30	14,79	1,07	7,30	0,93	0,06
	06	-0,52	15,89	1,01	9,77	0,00	0,008
	12	-3,00	8,00	1,45	3,31	0,68	0,07
	18	-0,51	14,85	0,82	10,27	0,45	0,04
Липень	00	-2,30	50,72	1,83	7,91	3,93	0,05
	06	-0,51	16,55	1,09	9,39	1,43	0,01
	12	-6,00	24,00	2,12	5,26	0,24	0,07
	18	-1,60	19,60	1,55	7,91	1,42	0,05
Жовтень	00	-1,50	16,84	1,01	10,18	0,47	0,02
	06	-2,70	21,87	1,44	9,45	1,18	0,02
	12	-3,00	32,00	1,94	9,25	2,13	0,06
	18	-1,00	15,77	1,07	12,58	0,82	0,01



**Рис. 2** – Статистичний і теоретичний (за Джонсоном) розподіл швидкості вітру на узбережжі Чорного моря: а, б, в – Іллічівськ-порт; г – Одеса-порт; д, е – Південний-порт.

#### 4. ВИСНОВКИ

Практично у всіх випадках одномодальних розподілів часових рядів швидкості вітру на ст. Одеса-порт можна використовувати універсальний розподіл Джонсона сімейства  $S_L$ . Параметри цього розподілу дозволяють виявити ряд закономірностей, що враховують вплив фізико-географічних умов розташування станцій на режим вітру біля поверхні землі.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агайар Э.В. Применение закона распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли / Э.В. Агайар // Вісник ОДЕКУ. – 2013. – Вип. 16. – С. 83-89.
2. Агайар Э.В. Оценка статистических характеристик ветрового режима в районе станций Южный-порт и Ильичёвск-порт / Э.В. Агайар // Український гідрометеорологічний журнал. – 2013. – № 12. – С. 150-156.
3. Аурув В.В. Применение распределений Джонсона при выравнивании данных о состоянии атмосферы над западным районом о. Куба / В.В. Аурув, Г.П. Івус, Сельсо Пасос Альберди, Фернандо Мединилья Наполес. / Метеорология, климатология и гидрология. – 1991. – Вып. 27. – С. 10-19.
4. Богуславський Л.З. Методика построения аналитической модели закона распределения наночастиц углерода, полученных электроразрядным способом / Л.З. Богуславський, Н.С. Назарова, Л.Е. Овчинникова, С.С. Козырев, С.Б. Приходько // Вісник НТУ "ХПИ". – 2012. – № 21. – С. 24-27.
5. Борцова М.В. Метод моделирования негауссовых процессов на основе преобразований Джонсона / М.В. Борцова, А.В. Попов // Радиоелектронні і комп'ютерні системи. – Х.: Нац. АУ "ХАІ", 2008. – № 4 (31). – С. 7-23.
6. Буркатовская Ю.Б. Применение распределений Джонсона к задачам аэрокосмических изображений / Ю.Б. Буркатовская, Н.Г. Марков, А.С. Морозов, А.П. Серах // Изв. Томск. Политех. ун-та. – 2007. – Т. 311, № 5. – С. 76-80.
7. Кендалл М.Дж., Стюарт А. Теория распределений : [монографія] / М.Дж. Кендалл, А. Стюарт // М.: Наука, 1986. – 588 с.
8. Кобышева Н.В. Климатическая обработка метеорологической информации / Н.В. Кобышева, Г.Я. Наровлянский // Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 296 с.
9. Кожевникова И.А. Вероятность превышения заданного уровня в колебаниях стока промышленного водоёма / И.А. Кожевникова, В.И. Швейкина // Тр. Всес. научн. конф. «Современные проблемы стохастической гидрологии регулирования стока». – М.: 2012. – С. 106-116.
10. Константинова Е.И. Применение распределений Джонсона при статистическом контроле многопараметрического процесса / Е.И. Константинова // Тез. XIV Всерос. школы-коллоквиума по стохастич. методам и VIII Всерос. симпози. промыш. матем., Ульяновск. – 2007. – С. 42.
11. Приходько С.Б. Вибір аналітичної моделі закону розподілу часу напрацювання між відмовами пристроїв термінальної мережі / С.Б. Приходько, Л.М. Макарова // Наук. пр.: Комп'ютерні технології. – 2012. – Вип. 179. – Т. 191. – С. 42-45.
12. Рогожников А.П. Обзор критериев показательности / А.П. Рогожников, Б.Ю. Лемешко // Мат. XI между. конф. "Актуальные проблемы электронного приборостроения", Новосибирск, 2012. – Т. 6. – С. 47-55.
13. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации: [учебник] / А.В. Сикан – СПб.: РГГМУ. – 2007. – 279 с.
14. Шляева А.В. Исследование случайных входных воздействий для стохастических имитационных моделей дискретных систем: автореферат дис. канд. техн. наук / А.В. Шляева – М.: 2009. – 16 с.
15. Шляева А.В. Использование ограниченных непрерывных распределений для построения моделей случайных входных данных при имитационном моделировании систем / А.В. Шляева, И.В. Рудаков // Вестник МГТУ

им. Н.Э. Баумана. – 2012. – С. 149-157.

16. Хан Г. Статистические модели в инженерных задачах / Г. Хан, С. Шапиро // М.: Мир, 1969. – 396 с.
17. Ходасевич Г.Б. Обработка экспериментальных данных на ЭВМ ч. I: Обработка одномерных данных: [учебное пособие] / Г.Б. Ходасевич. – СПб – 2002. – 82 с.
18. Easterling D.R., G. Goode, M.J. Menne, C.N. Williams, Jr.D. Levinson. A comparison of local and regional trends in surface and lower troposphere temperatures in western North Carolina. *Earth Interact.*, 2005, vol. 9, pp 1-9.
19. Johnson N.L. Bivariate distributions based on simple translations systems. *Biom.*, 1949, vol. 36, 297 p.
20. Johnson N.L. Tables to Facilitate Fittings SV Frequency Curves. *Oxford Biometrica Trust.*, 1965, pp. 52-57.
21. Hill J.D., Hill R., Holder R.L. Fitting Johnson curves by moments. *Applied statistics*, 1976, vol. 25, pp. 180-189.
22. Кондратюк В.И. Об устранении неоднородности в рядах ветра / В.И. Кондратюк // Труды ГГО. – 1984. – Вып. 485. – С. 130-134.

#### REFERENCES

1. Agayar E.V. Primenenie zakona raspredeleniya Dzhonsona dlya vyravnivaniya ryadov skorosti vetra u poverkhnosti zemli [Application of the Johnson distribution law to alignment rows of surface wind]. *Visn. Odes. derz. ekol. univ – Bulletin of Odessa State Environmental University*, 2013, no. 16, pp. 83-89.
2. Agayar E.V. Otsenka statisticheskikh kharakteristik vetrovogo rezhima v rayone stantsiy Yuzhnyy-port i Il'ichevsk-port [Evaluation of the statistical characteristics of the wind regime in the area of seaports Yuzhnyy and Illichivsk] *Ukr. gidrometeorol. ž.-Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 2013, no. 12, pp. 150-156.
3. Aurov V.V., Ivus G.P., Sel'so Pasos Al'berdi, Fernando Medinil'ya Napoles. Primenenie raspredeleniy Dzhonsona pri vyravnivanii dannykh o sostoyanii atmosfery nad zapadnym rayonom o. Kuba [Application of Johnson distribution for the alignment of data on the state of the atmosphere over the western region of Cuba]. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya - Meteorology, climatologiya and hydrology*, 1991, no. 27, pp. 10-19.
4. Boguslav'skiy L.Z., Nazarova N.S., Ovchinnikova L.E., Koz'yev S.S., Prikhod'ko S.B. Metodika postroyeniya analiticheskoy modeli zakona raspredeleniya nanochastits ugleroda, poluchennykh elektrorazryadnym sposobom [The method of constructing an analytical model of the law distribution of carbon nanoparticles, that produced electric discharge method]. *Visnik NTU "KhPI" – Bulletin NTU "KPI"*, 2012, no. 21, pp. 24-27.
5. Bortsova M.V., Popov A.V. Metod modelirovaniya negaussovykh protsessov na osnove preobrazovaniy Dzhonsona [The method of modeling processes based on non-Gaussian transformations Johnson]. *Radioelektronni i komp'yuterni sistemi – Radioelectronic and computer systems*. Charkiv: Nat. AU "KhAI", 2008, no. 4 (31) pp. 7-23.
6. Burkatovskaya Yu.B., Markov N.G., Morozov A.S., Serakh A.P. Primenenie raspredeleniy Dzhonsona k zadacham aerokosmicheskikh izobrazheniy [Application of Johnson distributions to the problems of space images]. *Izv. Tomsk. Politekh. un-ta. - Proc. Tomsk. Polytech. Univ.* 2007, vol. 311, no. 5, pp. 76-80.
7. Kendall M.Dzh., Styuart A. *Teoriya raspredeleniy* [Distribution theory]. Moscow, Nauka, 1986, 588 p.
8. Kobysheva N.V., Narovlyanskiy G.Ya. *Klimaticheskaya obrabotka meteorologicheskoy informatsii* [Climate processing meteorological information]. Leningrad, Gidrometeorizdat, 1978, 296 p.
9. Kozhevnikova I.A., Shveykina V.I. Veroyatnost' prevysheniya zadannogo urovnya v kolebaniyakh stoka promyshlennogo vodoema [The probability of exceeding a given level in the reservoir flow fluctuations in the industrial]. *Tr. Vses. nauchn. konf. «Sovremennyye problemy stokhasticheskoy gidrologii regulirovaniya stoka»* [Proc. All-Union. Scien. Conf. "Modern problems of stochastic hydrology regulation of the flow"]. Moscow, 2012, pp. 106-116.
10. Konstantinova E.I. Primenenie raspredeleniy Dzhonsona pri statisticheskom kontrole mnogoparametricheskogo protsessa [Application of Johnson distributions in statistical process control mul-



- tivariable]. *Tez. XIV Vseros. shkoly-kollokviuma po stokhastich. metodam i VIII Vseros. simpoz. promysh. matem.* [Proc. XIV All-Russia Colloquium on stochastic. methods and VIII All-Russia Symposium. industrial. math.]. Ulyanovsk, 2007, pp. 42.
11. Prikhod'ko S.B., Makarova L.M. Vybir analitychnoi modeli zakonu rozpodilu chasu napratsiuvannya mizh vidmovany prystroiv terminal'noi merezhi [The choice of analytical model of the time distribution between failures achievements terminal network devices]. *Nauk. pr.: Komp'yuterni tekhnologii* [Science. Ave.: Computer Technology], 2012, issue 179., 191, pp. 42-45.
  12. Rogozhnikov A.P., Lemeshko B.Yu. Obzor kriteriev pokazatel'nosti [Overview fairness of criteria]. *Mat. XI mezhd. konf. "Aktual'nye problemy elektronnoho priborostroeniya"* [Proc. XI Int. Conf. "Urgent problems of electronic instrument"], Novosibirsk, 2012, vol. 6, pp. 47-55.
  13. Sikan A.V. *Metody statisticheskoy obrabotki gidrometeorologicheskoy informatsii* [The statistical treatment of hydrometeorological information]. St. Petersburg, RGGMU, 2007, 279 p.
  14. Shlyayeva A.V. *Issledovanie sluchaynykh vkhodnykh vozdeystviy dlya stokhasticheskikh imitatsionnykh modeley diskretnykh sistem. Avtoreferat dis. kand. tekhn. nauk* [The study of random input actions for stochastic simulation models of discrete systems. The author's abstract dis. cand. tehn. science]. Moscow, 2009, 16 p.
  15. Shlyayeva A.V., Rudakov I.V. Ispol'zovanie ogranichenykh nepreryvnykh raspredeleniy dlya postroeniya modeley sluchaynykh vkhodnykh dannykh pri imitatsionnom modelirovanii sistem [Using bounded continuous distributions for modeling of random input data while simulation systems]. *Vestnik MGTU im. N.E. Baumana - Vestnik MSTU. NE Baumana*, 2012, pp. 149-157.
  16. Khan G., Shapiro S. *Statisticheskie modeli v inzhenernykh zadachakh* [Statistical models in engineering problems]. Moscow, Mir, 1969, 396 p.
  17. Khodasevich G.B. *Obrabotka eksperimental'nykh dannykh na EVM. ch. I: Obrabotka odnomernykh dannykh.* [The processing experimental data on a computer. h. I: Dimensional data processing]. St. Petersburg, 2002, 82 p.
  18. Easterling D.R., G. Goodge, M.J. Menne, C.N. Williams, Jr.D. Levinson. A comparison of local and regional trends in surface and lower troposphere temperatures in western North Carolina. *Earth Interact*, 2005, vol. 9, pp 1-9.
  19. Johnson N.L. Bivariate distributions based on simple translations systems. *Biom*, 1949, vol. 36, 297 p.
  20. Johnson N.L. Tables to Facilitate Fittings SV Frequency Curves. *Oxford Biometrica Trust.*, 1965, pp. 52-57.
  21. Hill J.D., Hill R., Holder R.L. Fitting Johnson curves by moments. *Applied statistics*, 1976, vol. 25, pp. 180-189.
  22. Kondratyuk V.I. Ob ustraneni neodnorodnosti v ryadakh vetra [On elimination of irregularities in the ranks of the wind]. *Trudy GGO* [Proceedings of MGO], 1984, vol. 485, pp. 130-134.

## UNIVERSAL FAMILIES OF JOHNSON DISTRIBUTIONS AND THEIR USE FOR ANALYSIS OF TIME SERIES OF SURFACE WIND SPEED

**G.P. Ivus**, professor, candidate of sciences, Head of Department  
**E.V. Ahayar**, candidate of sciences, associate professor  
**A.B. Semergei-Chumachenko**, candidate of sciences, associate professor  
**L.M. Hurska**, senior lecturer

*Odessa State Environmental University,  
 15, Lvivska St., 65016, Odessa, Ukraine, hurska.od@gmail.com*

*Introduction.* During the last decades in connection with rapid development of numerical methods of weather forecasting insufficient attention is given physical and statistical regularities. Nevertheless, climate change and its implications for the various sectors of the economy requires information about the probability characteristics of meteorological variables and phenomena, including wind anomaly. In the article it was considered experience of application Johnson's distributions to equalize time series of surface wind speed in the meteorological station of Odessa-port in the central months of the seasons. Were found a number of regularities that take into account not only the seasonal and diurnal variation of parameters this distribution, but also the impact of physical and geographical conditions of the location meteorological station on the formation of surface wind regime.

*The purpose* of publication is to substantiation application of Johnson's law to approximate series of wind speed at the surface on the meteorological station Odessa-port.

*Methods and results.* To describe the experimental data in various analytical models of the distribution law increasingly applied the family of Johnson's distributions. Its advantage compared to the distribution of the Pearson consists in the fact, that after some transformations, it leads to a normally distributed random variable. Approximation methods based on universal families of distributions provide flexibility solving the problem of alignment of distributions. The most common approaches to the construction of universal families are approaches based on the method of moments, and the replacement of the original sample the other, the distribution of which is the standard. Statistics wind is presented by following parameters: average values of wind speed, standard deviations, coefficients of asymmetry, excess, coefficient of variation and their error. Conducted alignment time series of surface wind speed using Johnson's distribution for station Odessa-port during a period 1981-1990 y.y., which managed to pick up when  $\epsilon$  from -0.51 to -8.00. The parameter  $\lambda$ , which determines the scale of change of the random variable seasonal ranges from 63.56 in January (18 UTC) to 15.77 in October (18 UTC). Estimating shape parameters of wind speed curves  $\eta$  and  $\gamma$ , can reveal some features of the surface wind regime at the st. Odessa port during the year. The less  $\gamma$ , the less slope of the

curves. The values of  $\eta$  and  $\gamma$  varies within 0,82-3,54 and 0,24-4,81, respectively. In all cases,  $\lambda > 1$ , indicating that the family of curves belonging  $S_L$ . The values of  $Q$ , which vary from 0.01 to 0.07, confirm the possibility of equalization the series of wind speed at the st. Odessa-port, Johnson's distribution family of  $S_L$ .

*Conclusion.* For unimodal distributions of time series wind speed at the meteorological station Odessa-port in almost all cases, possible to use the universal distribution of the Johnson's family  $S_L$ . The parameters of this distribution allow to reveal regularities, that take into account impact of physical and geographical conditions of the location stations on the formation of surface wind regime.

Keywords: Johnson's family of distributions, series wind speed, statistical parameters, method of moments.

## УНИВЕРСАЛЬНЫЕ СЕМЕЙСТВА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДЖОНСОНА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СКОРОСТИ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА

Г.П. Івус, профессор, к.геогр.н., заведующий кафедрой

Э.В. Агайар, к.геогр.н., доцент

А.Б. Семергей-Чумаченко, к.геогр.н., доцент

Л.М. Гурская, старший преподаватель

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, hurska.od@gmail.com*

В последние десятилетия в связи с бурным развитием численных методов прогноза погоды уделяется недостаточное внимание физико-статистическим закономерностям. Тем не менее климатические изменения и их последствия для различных отраслей экономики требует информации о вероятностных характеристиках метеорологических величин и явлений, включая ветровые аномалии. В статье рассмотрен опыт применения распределения Джонсона для выравнивания временных рядов скорости ветра у поверхности земли на метеорологической станции Одесса-порт в центральные месяцы сезона. Выявлен ряд закономерностей, учитывающих не только сезонную и суточную изменчивость параметров этого распределения, но и влияние физико-географических условий расположения метеорологической станции на формирование режима приземного ветра.

**Ключевые слова:** семейство распределений Джонсона, ряды скорости ветра, статистические параметры, метод моментов.

*Дата першого подання:* 31.07.15

*Дата надходження остаточної версії:* 07.10.2015

*Дата публікації статті:* 26.11.2015

УДК 551.513.1:551.551.8

## ФУНКЦИИ ДИССИПАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ ЭНЕРГИИ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

**В.Г. Волошин**, кандидат геогр.наук,  
**В.Ю. Курьшина**, ассистент

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua*

На основе стандартных метеорологических наблюдений, с помощью энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы получены функции и средняя скорость диссипации турбулентной энергии. Модель обеспечивает “замыкание” теплового баланса поверхности, баланса потоков диссипации кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и выравнивания температурных неоднородностей в турбулизированном потоке. Модель построена на базе теории приземного слоя Монино-Обухова. Результаты сравниваются с аналогичными моделями других авторов.

Ключевые слова: приземный слой атмосферы, тепловой баланс земной поверхности, диссипация КЭТ, турбулентные потоки, универсальные функции сдвига ветра, профиля температуры.

### 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Современные представления о структуре турбулентного атмосферного пограничного слоя (ППС) основываются на анализе опытных данных. В планетарном пограничном слое атмосферы выделяется пять областей (слоев): вязкий подслой, переходная или буферная область, область логарифмических профилей метеовеличин, область ядра ППС и область перемежаемости (вовлечения) [1,2,3,4].

Первые три слоя принято объединять в одну внутреннюю область, которая занимает примерно 10-15% толщины пограничного слоя. Здесь генерируется до 80% энергии турбулентности, причем первые 5% толщины ППС дают более половины вклада в полное производство турбулентной энергии.

Область ядра и область перемежаемости представляют внешнюю область ППС. В этой области, под влиянием градиентов среднего течения, происходит деформация вихревых трубок турбулентных вихрей, что ведет к производству турбулентной энергии и, далее, к ее диссипации.

Моделирование источников турбулентной энергии опирается на предположение о равновесном состоянии, при котором скорость диссипации кинетической энергии турбулентности  $\varepsilon$  прямо пропорциональна ее производству, то есть величина диссипации энергии контролируется потоком энергии от крупных вихрей. Скорость диссипации  $\varepsilon$  играет определяющую роль в структуре турбулентности, так как связана с потоком энергии турбулентных пульсаций по каскаду вихрей (сток энергии) и характеризует частоту турбулентных пульсаций  $\omega = \bar{\varepsilon}/k$ .

### 2. ПОСЛЕДНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПУБЛИКАЦИИ

Анализ размерностей показывает, что статистические особенности атмосферной турбулентности, такие как вертикальные градиенты субстанций, дисперсия и ковариация, являются универсальными функциями гидростатической устойчивости приземного слоя, определяемой безразмерной высотой  $\zeta = z/L$ .

Поэтому, безразмерные функции  $\phi_\varepsilon(\zeta)$  диссипации могут быть найдены из уравнения баланса кинетической энергии турбулентности [5,6,7].

Для горизонтально однородного потока уравнение баланса кинетической энергии записывается в следующем виде

$$\frac{g \langle w'\theta' \rangle}{\langle \theta \rangle} - \langle u'w' \rangle \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \langle w'e \rangle}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle p'w' \rangle}{\partial z} - \varepsilon = 0, \quad (1)$$

где система координат ориентирована по вектору средней скорости ветра в пределах ППС;  $E = 0,5(u'^2 + v'^2 + w'^2)$  – энергия турбулентных движений;  $p'$  и  $w'$  – флуктуации компонент среднего движения и атмосферного давления;  $\varepsilon$  – средняя скорость диссипации турбулентной энергии.

Произведение величин, заключенных в знак осреднения  $\langle - \rangle$ , представляет осредненные потоки импульса и температуры

$$-\langle u'v' \rangle = u^2 = k_u \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad \text{и} \quad -\langle w'\theta' \rangle = u_* \theta_* = k_H \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где  $u_*$ ,  $\theta_*$  – масштабы импульса и температуры приземного слоя;  $k_u$ ,  $k_H$  – коэффициенты турбулентности для импульса и тепла;  $u$  – скорость ветра;  $\theta$  – температура в К.

Уравнение (1) является одним из основных соотношений, используемых в теории атмосферной турбулентности. Два первых слагаемых в левой части представляют производство кинетической энергии турбулентности под влиянием сил плавучести и градиентного среднего движения. Третье и четвертое слагаемое описывают турбулентный перенос кинетической энергии и пульсаций давления и, практически, не вызывают изменение суммарной энергии в приземном слое атмосферы, так как они не определяют производство и сток энергии. Последнее слагаемое в левой части представляет вязкую диссипацию, т.е. сток энергии.

Уравнение (1) с учетом (2) переписывается в виде [8,9,10]

$$-\frac{g}{\theta} k_H \frac{\partial \theta}{\partial z} + k_u \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 = \varepsilon \quad (3)$$

Отношение двух членов левой части уравнения является потоковым числом Ричардсона

$$Rf = (k_H/k_u) Ri, \quad (4)$$

которое характеризует локальную структуру турбулентности.

Сила плавучести вызывает как «образование», так и «исчезновение» к.э.т. Например, при наличии неустойчивой стратификации, когда градиент потенциальной температуры  $(\partial\theta/\partial z) < 0$  плавучесть способствует развитию турбулентности, а при устойчивой стратификации  $(\partial\theta/\partial z) > 0$  развитие турбулентных движений подавляется независимо от величины сдвига скорости ветра. При нейтральной стратификации, когда  $(\partial\theta/\partial z) = 0$ , генерация турбулентной энергии осуществляется только за счет наличия вертикального градиента скорости ветра.

На рис. 1 демонстрируются потоки турбулентной энергии, входящие в уравнение (1).

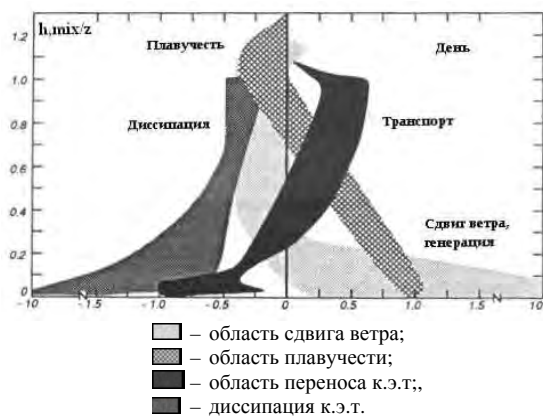


Рис.1 – Нормированные составляющие уравнения баланса турбулентной энергии, представляющие генерацию и сток к.э.т. в пограничном слое атмосферы [11].

Влияние вертикального сдвига скорости ветра убывает с высотой. Из рисунка следует, что составляющая производства к.э.т. (серая полоса) гораздо больше, чем область представляющая генерацию за счет сил плавучести. Генерация и основной сток (диссипация) турбулентной энергии (темно-серая полоса) преимущественно происходит в приземном слое.

Уравнение (3) приводится к безразмерному виду умножением его составляющих на отношение  $(\kappa z/u_*^3)$ ,

$$\varphi_u - \zeta - \varphi_\varepsilon = 0 \quad (5)$$

где безразмерные функции сдвига ветра  $\varphi_u$ , скорости диссипации  $\varphi_\varepsilon$  и безразмерная высота  $\zeta$  определяются соотношениями вида

$$\varphi_u = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{du}{dz}, \quad \varphi_\varepsilon = \frac{\kappa z}{u_*^3} \varepsilon, \quad \zeta = -(\kappa g z \theta_* / T_2 u_*^2), \quad (6)$$

где  $\theta_*$  – масштаб температуры, а  $T_2$  – температура воздуха, измеряемая на уровне  $z = 2$  м.

Безразмерное уравнение (5) баланса к.э.т. позволяет найти функцию скорости диссипации  $\varphi_\varepsilon$ , как для неустойчивого, так и для устойчивого состоянии приземного слоя в диапазоне абсолютных величин  $0,01 \leq |\zeta| \leq 1,5$ .

Переписывая уравнение (5) относительно  $\varphi_\varepsilon$  получим

$$\varphi_\varepsilon = \varphi_u - \zeta \quad (7)$$

Когда рассматривают баланс энергии турбулентности, то обычно полагают, что турбулентный поток и напряжение трения в пределах приземного слоя известны и имеют те же значения, что и у подстилающей поверхности. Обсуждению подлежит только способ параметризации скорости диссипации  $\varepsilon$ , которая выражается через дисперсию скорости потока и некоторый масштаб длины [12] и описывается соотношением

$$\varepsilon = C_\varepsilon \sigma_w u_*^3 / l, \quad (8)$$

где  $\sigma_w$  – среднее квадратическое значение вертикальной скорости;  $l$  – масштаб длины, который характеризует размер основных энергонесущих вихрей;  $C_\varepsilon$  – числовой коэффициент порядка единицы.

В нейтральном  $|\zeta| \leq 0,01$  приземном слое компоненты пульсационной скорости имеют высокую взаимную корреляцию и, следовательно, предполагая, что  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  пропорциональны динамической скорости  $u_*$ , скорость диссипации представляют в виде

$$\varepsilon = u_*^3 / \kappa z, \quad (9)$$

где числовой коэффициент  $C_\varepsilon$  вводится в масштаб длины  $l = \kappa z$ .

Сделав обратную подстановку, приходим к уравнению баланса кинетической энергии в нейтральном слое, в котором функция скорости диссипации равна  $\varphi_\varepsilon = 1$

$$1 - \varphi_u - \zeta = 0. \quad (10)$$

Это соотношение удовлетворительно выполняется с точностью  $\pm 10 \div 15\%$  для условий близких нейтральной стратификации.

В условиях чисто свободной конвекции ситуация упрощается, так как в этих условиях генерация кинетической энергии за счет сдвига ветра мала, а вертикальный поток виртуальной потенциальной температуры, линейно уменьшающейся до верхней границы слоя перемешивания, приводит к интенсивному преобразованию потенциальной энергии в кинетическую [10].

Уравнение баланса к.э.т. для этих случаев имеет вид

$$\int_0^z \frac{g}{\theta} \langle w'\theta' \rangle dz = \int_0^z \varepsilon dz. \quad (11)$$

Уравнение (11), с учетом потокового числа Ричардсона (4), приводится к безразмерному виду и записывается в виде

$$1 - a_H - \zeta = 0, \quad (12)$$

где  $a_H = \varphi_u / \varphi_H = k_H / k_u$ .

Баланс кинетической энергии турбулентности, в этом случае, выполняется в диапазоне неустойчивости  $0,01 < |-\zeta| < 1,5 \div 2$ .

Для устойчивой стратификации предполагается, что скорость диссипации стремится стать пропорциональной  $C'_\varepsilon \zeta$  и уравнение (5) переписываем, согласно [15,24], в виде

$$\varphi_u - C'_\varepsilon \zeta - 1 = 0. \quad (13)$$

В этом случае баланс к.э.т. выполняется с точностью до  $\pm 0,2 (\pm 20\%)$  при  $C'_\varepsilon = 3,5$  в диапазоне устойчивости  $0,01 < \zeta < 1,5 \div 2$ .

Для проверки сохранения баланса турбулентной энергии, запишем уравнение (5) следующим образом

$$\frac{\varphi_\varepsilon}{\varphi_u} = \left( 1 - \frac{\zeta}{\varphi_u} \right). \quad (14)$$

Из (14) следует, что отношение функций при неустойчивой стратификации всегда больше единицы  $(\varphi_\varepsilon / \varphi_u) > 1$ , при гидростатическом равновесии равно единице  $(\varphi_\varepsilon / \varphi_u) = 1$ , а при устойчивом состоянии должно выполняться условие  $(\varphi_\varepsilon / \varphi_u) < 1$ .

Используя те же предположения, что и для переноса кинетической турбулентной энергии можно записать уравнение баланса выравнивания температурных неоднородностей в турбулизированном потоке [13]

$$-\langle w'\theta' \rangle \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{2} \frac{\partial \langle w'\theta'^2 \rangle}{\partial z} - \varepsilon_\theta = 0. \quad (15)$$

Первый член уравнения представляет среднюю скорость турбулентного переноса тепла, второй член представляет дивергентную составляющую потока, которая является малой величиной по сравнению с первым членом уравнения и уравнение (15) имеет вид

$$-\langle w'\theta' \rangle \frac{\partial \theta}{\partial z} - \varepsilon_\theta = 0. \quad (16)$$

Здесь  $\varepsilon_\theta$  – средняя скорость выравнивания температурных неоднородностей.

Умножая (16) на  $(\kappa z u_* / \langle w'\theta' \rangle^2)$  получаем уравнение в виде отношения соответствующих безразмерных функций

$$\left( \frac{\varphi_\theta}{\varphi_H} \right) = G_k, \quad (17)$$

где  $\varphi_\theta$  и  $\varphi_H$  – безразмерные функции скорости выравнивания температурных неоднородностей и температурного градиента, имеющие вид

$$\varphi_\theta = \frac{\kappa z}{u_* \theta^2} \varepsilon_\theta, \quad \varphi_H = -\frac{\kappa z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (18)$$

Безразмерная величина  $G_k$  была оценена Кадером и Ягломом [12] для неустойчивого приземного слоя, которая в указанном диапазоне неустойчивости, оказалась равна  $G_k \approx 1,22$ .

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

Расчеты выполнялись с помощью энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы (*Surface Layer Energy Balance, SLEB*) [14]. Приземный слой атмосферы в данной модели описывается аналитическими зависимостями, на основе теории приземного слоя Монина-Обухова. Модель SLEB обеспечивает расчет всех радиационных потоков, потоков тепла в почве, турбулентных потоков тепла, влаги (испарение), импульса и сопутствующих им масштабов и критерия устойчивости  $Ri \rightarrow z/L$  по стандартной метеорологической информации для всех состояний подстилающей поверхности. Точность замыкания всех энергопотоков в приземном слое и на поверхности составляет  $\pm 2,5\%$ .

Проверка выполнимости баланса энергии турбулентности проведена по данным метеорологических наблюдений ст. Любашевка (Одесская область, Украина) за июнь-июль 2005 г. Метеостанция расположена в равнинной, слабо пересеченной местности, в окружении низких с/х посевов высотой до 60 см с плотностью LAI < 3, на местности имеются отдельные препятствия. По категориям «растительность-землепользование» местность относится к «смешанным сухим и орошаемым пахотным угодьям». Динамическая шероховатость поверхности оценена значением  $\bar{z}_0 = 0,03 - 0,05$  м.

Функция сдвига ветра  $\varphi_u$ , начально-заданная интерполяционными уравнениями  $\varphi_{u(bus)}$  по Бюзингеру [15,16]

$$\begin{aligned} \varphi_{u(bus)} &= (1 - 15\zeta)^{0,25} \text{ для } 0 < [-\zeta] \leq 2 \\ \varphi_{u(bus)} &= (1 + 4,7\zeta) \text{ для } 0 < \zeta \leq 1, \end{aligned} \quad (19)$$

пересчитывается метеорологическим препроцессором SLEB по уравнению

$$\varphi_{u(mod)} = \frac{\kappa}{\ln(z/\bar{z}_0)} \frac{u_z}{u_*}, \quad (20)$$

где  $\bar{z}_0$  – эффективная шероховатость поверхности,  $u_z$  – скорость ветра на высоте  $z = 10$  м,  $u_*$  – динамическая скорость, рассчитываемая с учетом первообразной функции  $\psi_u(z/L)$  после интегрирования уравнения (20).

Размерные и безразмерные параметры, моделируемые непосредственно метеорологическим препроцессором, далее, обозначаются нижним индексом "m".

Функция скорости диссипации  $\varphi_{\varepsilon,m}$  рассчитывается по уравнению (7), которое записывается в виде

$$\varphi_{\varepsilon,m} = \varphi_{u,m} - \left( \frac{\kappa g z \theta_*}{\theta_2 u_*^2} \right). \quad (21)$$

На рис. 2 показана функция диссипации турбулентной энергии  $\varphi_{\varepsilon m}$ . С увеличением неустойчивости функция практически линейно растет и при  $\zeta = -1,0$  достигает значения  $\varphi_{\varepsilon,m} = 1,5 \div 1,7$ , что хорошо согласуется с данными сравнения безразмерных функций  $\varphi_{\varepsilon,m}$ , полученных разными авторами [11,17].

При условиях близких к нейтральным ( $|\zeta| \approx \pm 0,1$ ) функция  $\varphi_{\varepsilon,m} = f(\zeta)$  имеет S-образную форму, т.е. в области очень слабой неустойчивости уменьшается, а в области слабой устойчивости увеличивается.

При сильной неустойчивости  $\zeta = -1,0$  отношение

функций  $(\varphi_{\varepsilon,m}/\varphi_{u,m}) = 2,5$ , а при  $\zeta \approx 0$  равно единице. С ростом устойчивости, когда  $\zeta > 0$ , отношение  $(\varphi_{\varepsilon,m}/\varphi_{u,m})$  убывает практически линейно.

Обратим внимание на поведение безразмерных функций  $\varphi_u$ , которые рассчитывались по уравнениям (19-21). При неустойчивости значения  $\varphi_u$  и  $\varphi_{u,m}$  близки между собой, но в области устойчивости их зависимость от  $\zeta$  существенно различна. Так, например, функция  $\varphi_u$ , определяемая по интерполяционным уравнениям Бюзингера в диапазон  $0,01 < \zeta < 1$ , быстро растет до  $\varphi_u = 5,7$ , тогда как моделируемая функция  $\varphi_{u,m}$ , в этой же области устойчивости, достигает «насыщения» уже при значениях равных  $\varphi_{u,m} = 1,5 - 2,0$ .

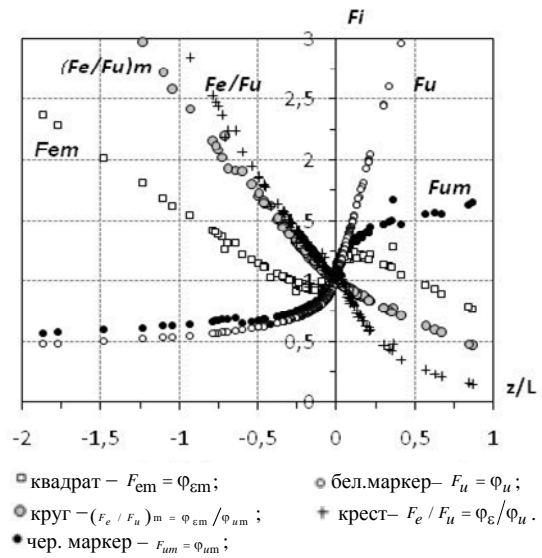


Рис. 2 – Безразмерные функции диссипации турбулентной энергии  $\varphi_{\varepsilon,m}$ , сдвига ветра  $\varphi_{u,m}$  и отношение функций  $(\varphi_{\varepsilon}/\varphi_u)_m$ .

На рис. 3а показана скорость диссипации  $\varepsilon_m$  ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ ) турбулентной энергии в неустойчивом и устойчивом приземном слое.

Значения диссипации турбулентной энергии, группируются по скоростям ветра (цифры рядом с группами точек), которые на метеорологических станциях измеряются с точностью 1 м/с.

При слабых скоростях  $\bar{u}_z \leq 2$  м/с, когда возможны различные состояния гидростатической устойчивости, диссипация мала и не превышает  $5 \text{ см}^2/\text{с}^3$ . С увеличением скорости ветра стратификация слоя стремится к нейтральному состоянию и диссипации возрастает до  $20-30 \text{ см}^2/\text{с}^3$ .

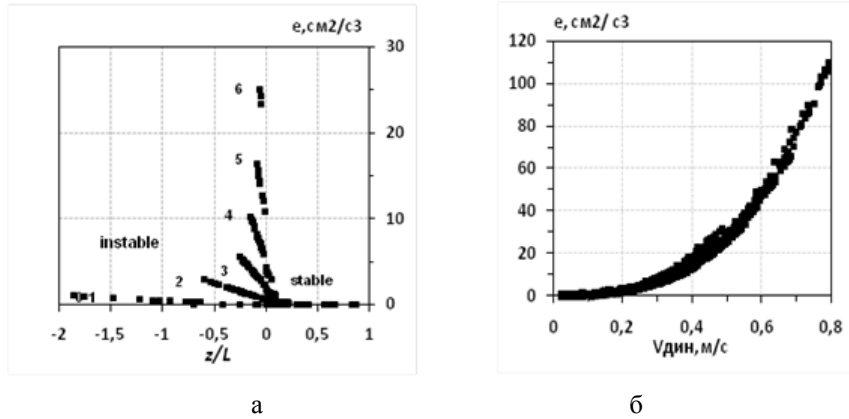


Рис. 3 – Зависимость скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ ) от гидростатической устойчивости приземного слоя ( $z/L$ ) (а) и динамической скорости  $u_*$  (б).

На рис. 3б показаны изменения диссипации в зависимости от динамической скорости. Расчеты выполнены для поверхностей с шероховатостью от 0,05 до 0,5 м. С увеличением градиентов касательного турбулентного напряжения, увеличивается и скорость диссипации, а при высоких скоростях ветра, над достаточно шероховатыми поверхностями, диссипация превышает значения  $100 \text{ см}^2/\text{с}^3$ .

Наши косвенные оценки скорости диссипации согласуются с прямыми измерениями, проведенными при различной стратификации над поверхностями с шероховатостью 0,1-0,5 м [1]. Измерения показывают, что при слабых скоростях ветра диссипация не превышает  $10 \text{ см}^2/\text{с}^3$ , а наибольшие величины равные  $50\text{-}120 \text{ см}^2/\text{с}^3$ , наблюдаются в условиях нейтральной стратификации при больших скоростях ветра (табл. 9.2 в [1]).

Баланс энергии турбулентности для условий свободной конвекции представлен уравнением (12) и содержит число Прандтля  $a_H = k_H/k_u = \text{Pr}^{-1}$ , равное, по различным оценкам, 2,18 при  $\zeta = -1$ . Следовательно, баланс к.э.т. выполняется с точностью  $\pm 5 \div 10\%$ .

Для устойчивого слоя баланс к.э.т., определяется уравнением (13) в котором  $C_\epsilon \approx 3,5$ . Так как при сильной устойчивости  $\zeta \geq 1$  моделируемая безразмерная функция сдвига ветра равна  $\varphi_{u,m} \approx 1,5$  (рис.2), то левая часть уравнения (13) равна нулю.

Переход кинетической энергии турбулентности в тепловую происходит постоянно при наличии сдвига ветра. Величина к.э.т. в приземном слое крайне мала и, как правило, не превышают значений  $3 \cdot 10^{-3} \text{ Вт}$ , что составляет примерно  $2,95 \cdot 10^{-2} \text{ Дж/м}^2$ . Тепло выделяемое при диссипации изменяет потенциальную температуру воздушной частицы, что ведет к

изменению ее полной энергии. Эти изменения отражаются на фактическом состоянии приземного слоя, которое и фиксируется при метеорологических наблюдениях.

Аналогичная проверка замыкания баланса кинетической энергии турбулентности выполнена нами и для первого слагаемого уравнения (15), которое, как известно, представляет влияние сил плавучести, как на генерацию, так и на затухание турбулентной энергии.

Выравнивание температурных неоднородностей, возникающих в турбулентной среде, обусловлено каскадным дроблением вихрей в турбулентном потоке. Запишем уравнение диссипации температурных неоднородностей в виде [18]

$$-u_* \theta_* \frac{\partial \theta}{\partial z} - \epsilon_\theta = 0, \quad (22)$$

где  $\epsilon_\theta$  – средняя скорость выравнивания температурных неоднородностей,  $\text{K}^2/\text{с}$ .

Умножая (22) на  $\kappa z u_* / (u_* \theta_*)^2$  получаем безразмерное уравнение баланса температурных колебаний в виде

$$\varphi_H - \varphi_\theta = 0, \quad (23)$$

где  $\varphi_\theta, \varphi_H$  – безразмерные функции скорости выравнивания температурных неоднородностей и температурного градиента, которые согласно основным закономерностям приземного слоя, введенным Обуховым и Мониним, определяются следующим образом

$$\varphi_\theta = \frac{\kappa z}{u_* \theta_*^2} \epsilon_\theta, \quad (24)$$

$$\varphi_H = -\frac{\kappa z}{T_*^2} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (25)$$

$$\left. \begin{aligned} \varphi_{H(bus)} &= (1-9\zeta)^{-0.5} && \text{при } 2 \geq |-\zeta| > 0 \\ \varphi_{H(bus)} &= (1+5\zeta) && \text{при } \zeta \leq 1 \end{aligned} \right\}. \quad (26)$$

Подставив (24) и (25) в уравнение (23) получим

$$1 - \frac{\varphi_\theta}{\varphi_H} = 1 - \frac{\varepsilon_\theta}{\kappa u_* \theta_*} \frac{dz}{d\theta} = 0. \quad (27)$$

Используя модель SLEB оценим скорость выравнивания температурных неоднородностей  $K^2/c$ , безразмерную функцию скорости выравнивания  $\varphi_\theta$  и функцию градиента температуры  $\varphi_H$  по соотношениям

$$\varepsilon_{\theta,m} = \frac{\kappa u_* \theta_* (\theta_s - \theta_2)}{z \ln(z_2/z_{0T})}, \quad (28)$$

$$\varphi_{\theta,m} = \frac{z \varepsilon_{\theta,m}}{u_* \theta_*^2}, \quad (29)$$

$$\varphi_{H,m} = \frac{\kappa}{\ln(z_2/z_{0T})} \frac{(\theta_s - \theta_2)}{\theta_*}. \quad (30)$$

В формулах (28-30)  $u_*$ ,  $\theta_*$  – масштабы скорости и температуры;  $\theta_s$  – температура воздуха, на уровне термической шероховатости  $z_{0T}$ ;  $z_2$  – высота измерения температуры 2 м.

Как следует из уравнения (27), для выполнения баланса диссипации температурных флуктуаций, отношение функций  $(\varphi_\theta/\varphi_H)$  должно равняться единице, при всех состоянии гидростатической устойчивости приземного слоя. Это же следует и из второго слагаемого формулы (27), так как после подстановки

всех входящих в него величин, получаем  $(\varepsilon_{\theta,m} dz / \kappa u_* \theta_* dT) = 1$ .

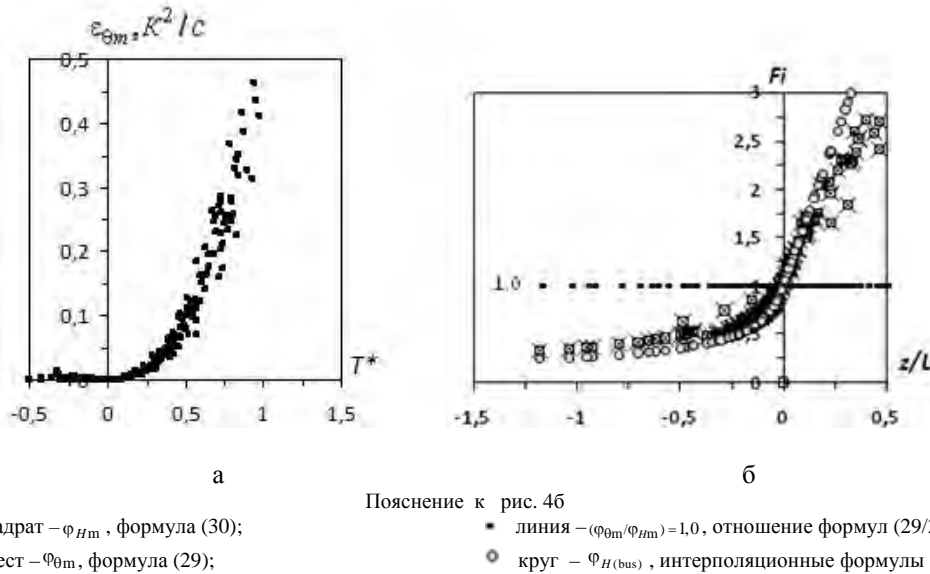
В уравнениях (28-30) заранее известной величиной является только температура  $\theta_2$ , а все остальные величины, в том числе температура  $\theta_s$ , функции градиента температуры и скорости диссипации, обозначенные индексом «m», являются расчётными параметрами метеорологического препроцессора.

На рис. 3а показана изменчивость диссипации температурных флуктуаций в зависимости от масштаба температуры  $\theta_*$ , а на рис. 3б отношение  $\varphi_{\theta,m}/\varphi_{H,m}$ , как функция гидростатической устойчивости  $\zeta$ .

Отношение функций  $G_d = (\varphi_{\theta,m}/\varphi_{H,m}) \approx 1,0$  равно единице, что подтверждает выполнимость всех энергобалансовых соотношений приземного слоя, используемых в рамках предлагаемой модели.

Безразмерные функции  $\varphi_{\theta,m}$  и  $\varphi_{H,m}$  взяты с показателем  $(\varphi_{i,m})^{-1}$ , чтобы сохранить порядок их числовой зависимости от гидростатической устойчивости таким же, как и в интерполяционных формулах.

Модельная безразмерная функция температурного градиента  $\varphi_{H,m}$  близка к интерполяционной функции  $\varphi_{H(bus)}$  при неустойчивой стратификации, но при устойчивом состоянии ее изменения гораздо меньше, чем у функции  $\varphi_{H(bus)}$ .



**Рис. 4** – Зависимость скорости выравнивания температурных неоднородностей  $\varepsilon_{\theta,m}$  ( $K^2/c$ ) от масштаба температуры  $T^*$  (а) и баланс диссипации температурных неоднородностей, как функция  $(\varphi_{\theta,m}/\varphi_{H,m}) = f(\zeta)$  (б).



Для сравнения отношения модельных функций ( $\Phi_{\theta,m}/\Phi_{H,m}$ ) с результатами иных авторов, воспользуемся работой Кадера и Яглома [19] для неустойчивого приземного слоя. При гидростатическом равновесии, согласно работе Кадера и Яглома, отношение функций равно  $G_k = 1,21$ . В цитируемой работе нет пояснений, почему функция выравнивания температурных неоднородностей при нейтральном состоянии равна  $\Phi_{\theta,k} = 3$ , что, очевидно, и заставило авторов провести корректировку отношения  $G_k$  константой Кармана.

Метеорологический препроцессор SLEB использует модельные функции  $\Phi_{H,m}$ ,  $\Phi_{u,m}$  и  $\Phi_{\epsilon,m}$ ,  $\Phi_{\theta,m}$ , так как в этом случае выполняются все условия сохранения баланса кинетической энергии турбулентности.

#### 4. ВЫВОДЫ

Подчеркнём, что наши результаты получены не с помощью прямых измерений, а с помощью модели приземного слоя, которая обеспечивает достаточно точную оценку закона сохранения энергии, как на поверхности, так и в воздушном потоке, взаимодействующего с поверхностью.

Таким образом, стандартные метеорологических наблюдений содержат информацию не только о простых метеорологических величинах, представляющих текущее состояние погоды, но и информацию о различных масштабах приземного слоя, которые при использовании моделей, описывающих процессы вблизи поверхности, позволяют косвенно определить как внутренние, а иногда и внешние, параметры приземного и пограничного слоя атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бызова Н.Л. Турбулентность в пограничном слое атмосферы / Н.Л. Бызова., В.Н. Иванов, Е.К. Гаргер. – Л.: Гидрометиздат, 1991. – 293 с.
2. Налбандян О.Г. Трёхслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слоем атмосферы / О.Г. Налбандян, В.П. Кухарец, Г.С. Голицын // Изв. РАН Ф.А.О. – 2002. – Т. 38. – Вып. 3. – С. 293 – 300.
3. Орленко Л.Р. Строение пограничного слоя атмосферы / Л.Р. Орленко. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.
4. Вагер Б.Г. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности / Б.Г. Вагер, Е.Д. Надежина. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 136 с.
5. Frenzen P., Voge C.A. The Turbulent Kinetic Energy Budget in the Atmospheric Surface Layer. A Review and an Experimental Reexamination in the Field. *Boundary-Layer Meteorology*, 1992, vol. 60, pp. 49 – 76.
6. Wyngaard J.C., Cote O.R. The Budgets of Turbulent Kinetic Energy and Temperature Variance in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 1971, vol. 28, pp. 190 – 201.
7. Duynkerke P.G. Application of the E-e Turbulence Closure Model to the Neutral and Stable Atmospheric Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 1988, vol. 45, pp. 865 – 880.
8. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере / А.Е. Алоян – М.: Наука, 2005. – 400 с.
9. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором / В.Г. Волошин, науч. ред. С.Н. Степаненко. – Одесса: Экология, 2013. – 296 с.
10. Hsieh C.-I., Katul G.G., Schieldge J., Sigmon J., Knoerr K.R. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer. *Water resources research*, 1996, vol. 32, № 8, pp. 453 – 2462.
11. Kader B.A., Yaglom A.M. Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers. *J. Fluid Mech.*, 1990, vol. 212, pp. 57 – 71.
12. Монин А.С. Статистическая гидродинамика. Теория турбулентности / А.С. Монин, А.М. Яглом. – СПб.: Гидрометеиздат, 1996. – Т. 2. – 742 с.
13. Степаненко С.Н. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы / С.Н., Степаненко, В.Г. Волошин, В.Ю. Курышина // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – Вып. 9. – С. 38 – 59.
14. Bradshaw P., Ferris D.H., Atwell N.P. Calculation of Boundary Layer Development Using the Turbulent Energy Equation. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 28, № 3, pp. 593 – 616.
15. Holtslag A.A., Nieuwstadt F.T.M. Scaling the atmospheric boundary layer. *J. Boundary-Layer Meteorology*, 1986, vol. 36, pp. 201 – 209.
16. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *J. Mon. Wea. Rev.*, 1989, vol. 117, pp. 536 – 549.
17. Ньюстадт Ф. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / Под ред. Ф. Ньюстадта и Х.Ван Дона. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 351 с.
18. Kader B.A., Yaglom A.M. Heat and mass transfer laws for fully turbulent wall flows. *Int. J. Heat Mass Transfer*, 1972, vol. 15, pp. 2329 – 2351.

#### REFERENCES

1. Byzova N.L., Ivanov V.N., Garger E.K. *Turbulentnost v pogranichnom sloe atmosfery* [Turbulence in the boundary layer]. Leningrad, 1991. 293 p.
2. Nalbandyan O.G., Kuxarec V.P., Golitsyn G.S. *Trekhsloynaya dinamicheskaya model' vzaimodeystviya poverkhnosti s prizemnym sloem atmosfery* [A three-layer model of dynamic interaction of the underlying surface with atmospheric surface layer]. *Izv. RAN F.A.O. - News RAS Ph.A.O.* Moscow, 2002, vol. 38, № 3, pp. 293 – 300.
3. Orlenko L.R. *Stroenie pogranichnogo sloya atmosfery* [The structure of the atmospheric boundary layer]. Leningrad, 1979. 279 p.
4. Vager B.G., Nadezhina E.D. *Pogranichnyy sloy atmosfery v usloviyakh gorizontallyy neodnorodnosti* [The atmospheric boundary layer under the horizontal inhomogeneity conditions]. Leningrad, 1979. 136 p.
5. Frenzen P., Voge C.A. The Turbulent Kinetic Energy Budget in the Atmospheric Surface Layer. A Review and an Experimental Reexamination in the Field. *Boundary-Layer Meteorology*, 1992, vol. 60, pp. 49 – 76.
6. Wyngaard J.C., Cote O.R. The Budgets of Turbulent Kinetic Energy and Temperature Variance in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 1971, vol. 28, pp. 190 – 201.
7. Duynkerke P.G. Application of the E-e Turbulence Closure Model to the Neutral and Stable Atmospheric Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 1988, vol. 45, pp. 865 – 880.
8. Aloyan A.E. *Modelirovanie dinamiki i kinetiki gazovykh primesey v atmosfere* [Simulation of the dynamics and kinetics of gas pollutants in the atmosphere]. Moscow, 2005. 400 p.

9. Voloshin V.G. *Dinamicheskaya model' zagryazneniya atmosfery s meteorologicheskim preprocessorom* [A dynamic model of air pollution with the meteorological preprocessor]. Odessa, 2013. 296 p. (Scie. Ed. S.N. Stepanenko).
10. Hsieh C.-I., Katul G.G., Schieldge J., Sigmon J., Knoerr K.R. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer. *Water resources research*, 1996, vol. 32, № 8, pp. 453 – 2462.
11. Kader B.A., Yaglom A.M. Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers. *J. Fluid Mech.*, 1990, vol. 212, pp. 57 – 71.
12. Monin A.S., Yaglom A.M. *Statisticheskaya gidrodinamika. Teoriya turbulentnosti* [Statistical hydrodynamics. The theory of turbulence]. Leningrad, 1996. vol. 2. 742 p.
13. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu. Energo-balansovaya model prizemnogo sloya atmosfery [Surface Layer Energy Balance]. *Ukr. gidrometeorol. ž. - Ukrainian hydrometeorological journal*. Odessa, 2011. vol. 9. pp. 38 – 59.
14. Bradshaw P., Ferris D.H., Atwell N.P. Calculation of Boundary Layer Development Using the Turbulent Energy Equation. *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 28, № 3, pp. 593 – 616.
15. Holtslag A.A., Nieuwstadt F.T.M. Scaling the atmospheric boundary layer. *J. Boundary-Layer Meteorology*, 1986, vol. 36, pp. 201 - 209.
16. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *J. Mon. Wea. Rev.*, 1989, vol. 117, pp. 536 – 549.
17. Nyustadt F., Don X.Van (Eds). *Atmosfermaya turbulentnost' i modelirovanie rasprostraneniya primesey* [Atmospheric turbulence and air pollution modelling]. Leningrad, 1985. 351 p.
18. Kader B.A., Yaglom A.M. Heat and mass transfer laws for fully turbulent wall flows. *Int. J. Heat Mass Transfer*, 1972, vol. 15, pp. 2329 – 2351.

## ФУНКЦІЯ ДИСИПАЦІЇ ТУРБУЛЕНТНОЇ ЕНЕРГІЇ В ПРИЗЕМНОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ

В.Г. Волошин, кандидат геогр.наук,  
В.Ю. Курьшина, асистент

Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua

На основі стандартних метеорологічних спостережень, за допомогою енергобалансової моделі приземного шару атмосфери отримані функції і середня швидкість дисипації турбулентної енергії. Модель забезпечує “замикання” теплового балансу поверхні, балансу потоків дисипації кінетичної енергії турбулентності (KET) і вирівнювання температурних неоднорідностей в турбулентному потоці. Модель побудована на базі теорії приземного шару Моніна-Обухова. Результати порівнюються з аналогічними моделями інших авторів.

Ключові слова: приземний шар атмосфери, тепловий баланс земної поверхні, дисипація KET, турбулентні потоки, універсальні функції зсуву вітру, профілю температури.

## THE FUNCTION OF THE TURBULENT ENERGY DISSIPATION IN THE ATMOSPHERIC SURFACE LAYER

V.G. Voloshin, Ph.D.,  
V.Yu. Kuryshina, assistant

Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua

**Introduction.** The problem of energetics of atmospheric processes is one of the important problem in the modern meteorology. Distribution of the sources and sinks of energy, especially near the surface, also turbulent transport and transformation of energy reflect all features of the processes generated in the atmospheric boundary layer, their behavior and intensity.

**Purpose.** A purpose of the work is a description of processes of production of turbulent kinetic energy (TKE) and dissipation rate of TKE in the surface layer, because transition of heat energy into TKE and vice versa, occurs continuously in the presence of wind shift. These changes are reflected in the actual state of the surface layer, which is registered with the meteorological observations.

**Investigation methods.** On the basis of the assumption that the TKE dissipation rate is directly proportional to its production, an atmospheric surface layer model, including the surface layer parameterization based on the Monin-Obukhov similarity theory and the modified Businger relationships, is proposed. The

model provides sufficiently accurate assessment of the energy conservation law both on the surface and in the air flux. Statistical features of atmospheric turbulence, such as the vertical gradients of substances, dispersion and covariance are universal functions of hydrostatic stability of the surface layer, therefore non-dimensional functions of TKE dissipation and smoothing of temperature inhomogeneity are determined from the TKE budget equation, which are given to a non-dimensional form.

**Results.** The dependence of dissipation from stratification and wind velocity over surfaces with different roughness is defined. Under unstable stratification the function of dissipation is greater than 1 ( $\varphi_\varepsilon > 1$ ) and increases with its growth, under stable stratification the function decreases to zero. If the conditions are close to neutral, the function form becomes an S-shape one. Under weak wind velocities ( $u \leq 2$  m/s), the dissipation rate is small and does not exceed  $5 \text{ cm}^2/\text{c}^3$ . With increasing wind velocities, the stratification of layer tends to the neutral condition and the dissipation rate increases to 100-150  $\text{cm}^2/\text{c}^3$  depending on the surface roughness. The results are good consistent with the measurements, carried out for different stratifications and wind velocities.

A similar test of “closure” of the TKE budget equation is executed for the forces, representing the buoyancy effect. Ratio of the non-dimensional function of rate of smoothing of temperature inhomogeneity,  $\varphi_\theta$ , and temperature gradient,  $\varphi_T$ , is equal to 1 ( $(\varphi_\theta/\varphi_T) \approx 1,0$ ), that confirms satisfiability of all the energy budget equations for the surface layer, used in the proposed model.

**Conclusion.** The results are obtained not by observations, but by the atmospheric surface layer model, including all the energy budget equations, which provides execution of energy conservation law both on the surface and in the air flux. Standard meteorological observations contain information not only about meteorological parameters, representing the actual weather conditions, but also information about the surface layer scaling parameters, which allow to determine both the internal and sometimes external parameters of the surface layer and the atmospheric boundary layer.

**Key words.** atmospheric surface layer, surface heat budget, turbulence, TKE dissipation, turbulent flows, universal functions of wind shift, temperature profiles, non-dimensional functions of TKE dissipation

*Дата первого представления:* 15.06.2015

*Дата поступления окончательной версии :* 12.10.2015

*Дата опубликования статьи:* 26.11.2015

УДК 551.581.1

## МАЙБУТНІ ЗМІНИ КЛІМАТУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА РЕЖИМ ОПАДІВ ТА ТЕМПЕРАТУРИ В УКРАЇНІ

**В.М. Хохлов**, професор, д.геогр.н.  
**Н.С. Єрмоленко**, асистент, к.геогр.н.

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, yermolenko.natalia@gmail.com*

Досліджуються зміни основних кліматичних характеристик на території України з врахуванням розвитку різних сценаріїв зміни клімату. Визначено, що в Україні очікується поступове збільшення температури повітря. Найвищі температурні показники можливі при розвитку сценарію зміни клімату А1В, при цьому встановлено, що найтепліше двадцятиріччя очікується протягом 2031–2050 рр. Виявлено, що різких змін в розподілі опадів не прогнозується, проте є ймовірність незначного збільшення опадів над північно-західними регіонами країни.

**Ключові слова:** температура повітря, опади, регіональні кліматичні моделі, лінійний тренд.

### 1. ВСТУП

Сьогодні факт глобального потепління не викликає сумнівів і вважається експериментально доведеним: збільшення глобальної температури повітря та океанів, зменшення площі морського льоду, підвищення рівня Світового океану підтверджено довготривалими інструментальними спостереженнями. Кліматичні зміни, що відбуваються протягом останніх десятиліть, не перестають хвилювати вчених. У зв'язку з цим, активніше розвиваються різні методи прогнозу глобальних змін клімату та їх можливих наслідків, серед яких на передній план виступають математичні методи моделювання атмосферних процесів.

### 2. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМИ

Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних середніх температур, яке спостерігається з середини 20 століття, здебільшого викликано підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини змін клімату, а також оцінити майбутні зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану. Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів. Все це дозволило просунути в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити ймовірнісні розподіли характеристик клімату

[1]. Повний набір отриманих даних реалізований у європейському проекті ENSEMBLES, що містить результати модельних розрахунків для великої кількості кліматичних змінних [2]. Варто зауважити, що при формуванні тієї чи іншої кліматичної моделі враховується різні сценарії майбутніх змін клімату. Сценарії являють собою альтернативні прогнози можливого розвитку подій у майбутньому, вони також є слушним засобом для аналізу того, яким чином визначальні фактори можуть впливати на показники майбутніх викидів. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату [3, 4] були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком, а також додатковий контекст для кількісного визначення сценарію. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події, які можуть розглядатися як позитивно, так і негативно. Сценарії містять широкий перелік основних демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів викидів сірки та парникових газів. Кожний сценарій являє собою конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній [5].

Тому, метою даної роботи є оцінка очікуваного режиму температури повітря та опадів в Україні з врахуванням різних сценаріїв зміни клімату.

### 3. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

При моделюванні майбутніх змін температури та опадів в даній роботі використовувались сценарії зміни клімату А1В та А2. Сюжетна лінія та сценарна родина А1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним ростом, збільшенням населення, показники якого сягають пікових

значень у середині сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та ефективніших технологій. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме відрізняються своїм центральним технологічним елементом: істотна частина викопних видів палива (A1FI), невикопні види палива (A1T) і рівновага між усіма джерелами (A1B), яка визначається як не дуже велика залежність від одного конкретного джерела енергії. У сюжетній лінії A2 надається опис дуже неоднорідного світу. Спостерігатиметься сталий ріст загальної кількості населення. Економічний розвиток буде мати головним чином регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни будуть більш фрагментарними та повільними у порівнянні з іншими сюжетними лініями.

В якості вхідної інформації застосовувалась глобальна кліматична модель ECHAM5, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Німеччині. ECHAM5 є останньою версією з серії ECHAM і розвивається від спектральної моделі прогнозу погоди Європейського центру середньострокових прогнозів погоди. ECHAM5 має роздільну здатність T63, що відповідає горизонтальному кроку сітки приблизно 140×210 км в середніх широтах. Вихідні дані моделі використовуються для забезпечення початкових та граничних умов для регіональних кліматичних моделей. Збільшення роздільної здатності в регіональних кліматичних моделях дає можливість з більшою точністю прогнозувати місце розташування та інтенсивність екстремальних явищ погоди [6].

Сценарій зміни клімату A2 представлений в регіональній кліматичній моделі RCA3 з кроком сітки 25×25 км. RCA3 є реалізацією регіональної кліматичної моделі центру Россії (Швеція). Модель RCA3 ґрунтується на попередній версії RCA2. Основною перевагою RCA3 в порівнянні з RCA2 є те, що в RCA2 параметризація поверхні землі, в тому числі морського льоду, була досить спрощена, оскільки при моделюванні температури підстильної поверхні, яка використовувалась як одна з компонентів енергетичного балансу, не враховувалися різні типи підстильної поверхні (лід, сніг, відкритий ґрунт, ліс). Поряд зі змінами в схемі прогнозування температури поверхні, з урахуванням властивостей кожного з типу, наприклад, відкритий ґрунт чи вкритий трав'янистою рослинністю, в RCA3 були також виконані певні оновлення в моделюванні фізики атмосфери, пов'язані з випромінюванням, турбулентністю та параметризацією хмарності. Середня помилка при прогнозуванні температури повітря в даній моделі складає  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Хоча в RCA3 у Північній Європі існує певне заниження в максимальних температурах і завищення в

мінімальних. Згідно вказаної регіональної кліматичної моделі режим опадів має задовільні показники моделювання по всій території Європи, за виключенням деяких регіонів на півночі, де кількість опадів в літні сезони дещо перевищена. Високі показники моделі має й по результатам прогнозування розподілу інтенсивності опадів. Тому, саме RCA3 використовувалась в даній роботі, оскільки вона являється однією з найбільш показових регіональних кліматичних моделей в Європейському регіоні [7].

Сценарій зміни клімату A1B в даній роботі реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO також з кроком сітки 25×25 км, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі. REMO застосовується для моделювання клімату більш ніж шести експериментів CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (Африка, Європа, Середземномор'я, Північна Америка, Південна Америка та Західна Азія). При цьому особливістю REMO є моделювання не лише річних режимів опадів та температури, але й вивчення між-та внутрішньосезонних характеристик, а також представлення цих змінних на основі функції щільності ймовірності в порівнянні зі спостереженнями. Вказана кліматична модель має досить гарну продуктивність при моделюванні різних типів клімату, що дає можливість більш детального прогнозування метеорологічних процесів в різних кліматичних умовах, що дуже важливо для оцінки майбутніх прогнозів клімату. Найбільш точні результати моделювання REMO показує саме в межах Європи, що робить цю модель найбільш прийнятною до використання саме в цьому регіоні. Хоча за результатами дослідження було виявлено, що в межах Європи спостерігається незначне завищення температури повітря в літні місяці, та протягом року недооцінення умов вологості повітря (до 10 %). Для глобального випромінювання модель переоцінює значення спостережень в основному влітку. А найкращі результати моделювання були виявлені при вивченні режиму опадів, оскільки прогнозовані значення за REMO практично співпадали з даними спостережень. Тому, високий рівень прогностичних можливостей забезпечує використання регіональної моделі REMO в цій роботі [8].

#### 4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Для вивчення режиму опадів та температури була підготовлена інформація про гідрометеорологічні величини в 5 пунктах спостереження, що розташовані в різних регіонах України, а саме Тернопіль, Донецьк, Щорс, Миколаїв, Вінниця. При цьому формувались дані для двох сценаріїв зміни клімату – «жорсткого» A2 та «помірного» A1B, та трьох періодів дослідження – 1986–2005 рр., 2011–2030 рр., 2031–2050 рр.

Для оцінки величини майбутніх кліматичних змін побудовані лінійні тренди окремо для кожного зазначеного двадцятирічного періоду, за даними якого розраховані показники зміни температури та опадів (рис. 1).

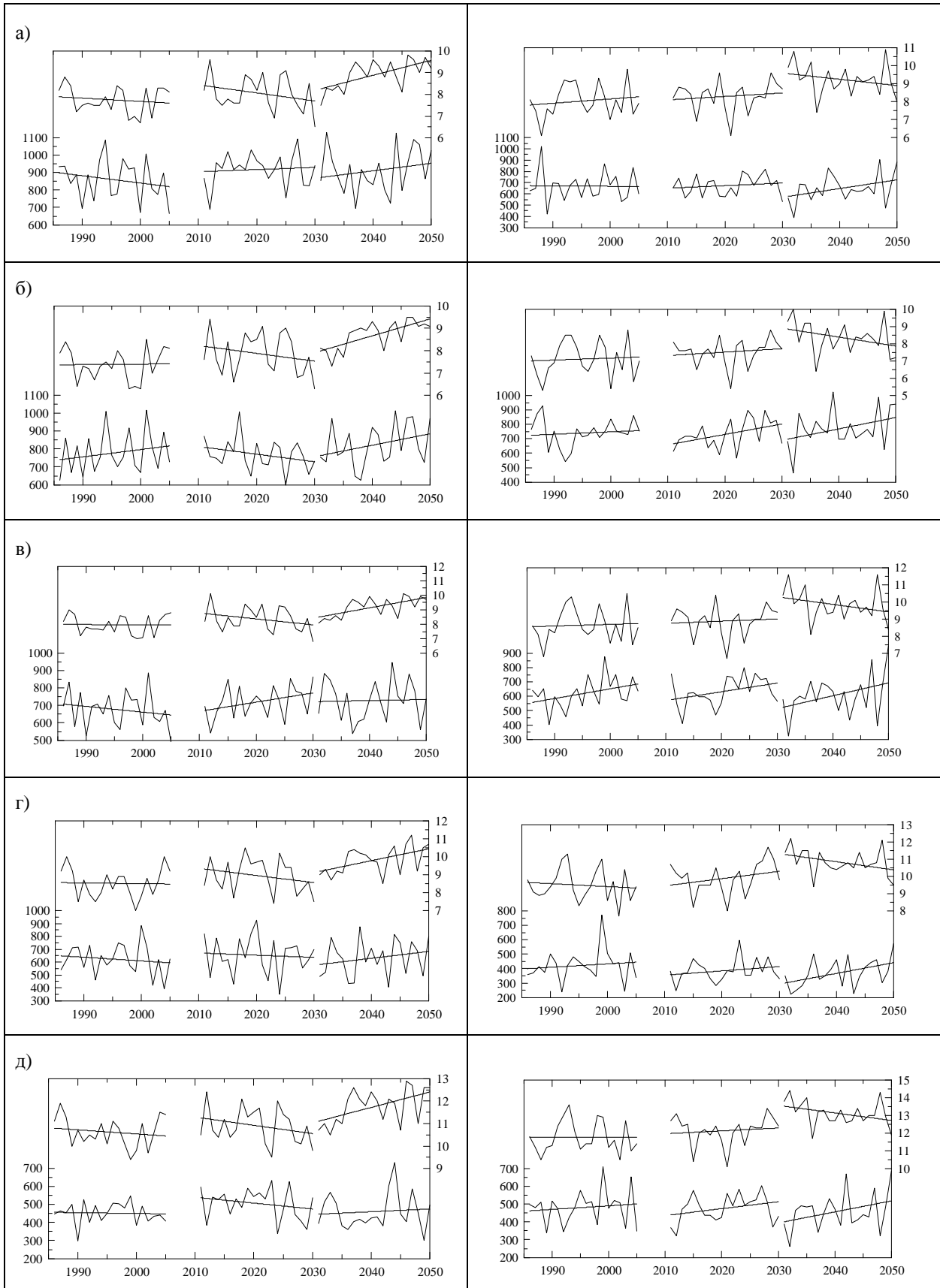


Рис. 1 – Розподіл середньорічної температури повітря (°C) та річної суми опадів (мм) протягом періодів дослідження для сценаріїв зміни клімату А2 (зліва) та А1В (справа) на ст. Тернопіль (а), ст. Щорс (б), ст. Вінниця (в), ст. Донецьк (г), ст. Миколаїв (д).

Таблиця 1 – Середньорічна температура повітря (°C) за періоди дослідження для сценаріїв зміни клімату А2 та А1В

№	Пункт	Сценарій А2			Сценарій А1В		
		1986–2005	2011–2030	2031–2050	1986–2005	2011–2030	2031–2050
1	Тернопіль	7,8	8,1	8,9	8,0	8,3	9,2
2	Донецьк	8,5	8,9	9,8	9,5	9,9	10,8
3	Щорс	7,4	7,9	8,7	7,1	7,5	8,4
4	Миколаїв	10,6	10,9	11,8	11,8	12,1	13,1
5	Вінниця	8,0	8,4	9,2	8,7	8,9	9,8

Аналізуючи температурний режим можна відзначити, що протягом 1986–2005 рр. в західних та північно-західних регіонах України, середньорічні значення температури повітря практично не змінюються за весь період для сценарію А2. Подібна ситуація спостерігається й для А1В, коли протягом проміжку часу 1986–2005 рр. температурний режим не відчуває істотних змін, хоча в порівнянні з даними сценарію А2 зафіксоване незначне зростання температурних показників. Для більш детального дослідження були розраховані середні значення температури за 20 років (табл. 1), які показують, що ці величини протягом всього періоду для вказаних сценаріїв суттєво не відрізняються й знаходяться в межах 7,8–8,0 °C.

Абсолютно інша ситуація спостерігається для зазначених районів, що в даному випадку представлені ст. Тернопіль, протягом 2011–2030 рр., оскільки в цей час для сценарію А2 спостерігається тренд на зменшення температури повітря, а для А1В – на збільшення. Хоча величини середньої температури за 20 років значно вищі протягом вказаного періоду для обох сценаріїв, в порівнянні з 1986–2005 рр. Проте однозначно найвищі температурні показники відзначаються протягом третього періоду дослідження для обох сценаріїв зміни клімату. Однак в межах двадцятиріччя для А2 також спостерігається тренд на збільшення температури до 2050 р., а розподіл температури у вказаний період для сценарію А2, навпаки, демонструє від’ємний тренд. Подібні ж результати отримані для центральних та північних областей. Так, аналізуючи графіки часового ходу середньорічної температури повітря для ст. Щорс та ст. Вінниця протягом періодів дослідження, можна зауважити, що різких змін в розподілі цієї характеристики для вказаних сценаріїв протягом 1986–2005 рр. не виявлено. Дещо вищі температурні показники в цих районах спостерігаються для другого двадцятиріччя. Проте в межах періоду для сценарію А2 відзначається від’ємний тренд. Найвищі значення середньорічної температури на півночі та в центрі України очікується протягом 2031–2050 рр. Значення температури для цього періоду на 1,0–1,3 °C перевищують, отримані для 1986–2005 рр. Проте для останнього двадцятиріччя також виявлено, що при розвитку сценарію А2

очікується тренд на різке збільшення температури, на відміну від результатів для А1В.

Подібний часовий розподіл температури матимуть регіони, що займають територію сходу та півдня України, що в даній роботі представлені ст. Донецьк та ст. Миколаїв. Можна відзначити, що саме в цих районах прогноуються максимальні величини температурних показників.

Абсолютний максимум середньорічної температури повітря на півдні очікується саме в період 2031–2050 рр., коли середньорічне значення за двадцятирічний період прогноуються для сценарію А2 на рівні 11,8 °C, що на 1,2 °C більше ніж в період 1986–2005 рр., та 13,1 °C для сценарію А1В, що на 1,3 °C більше значення першого періоду та на 1,3 °C більше для аналогічного періоду сценарію А2. Хоча також, як в попередніх випадках, за двадцятиріччя за даними А2 відзначається тренд на збільшення, а для А1В – на зменшення температури повітря. Часовий розподіл температурного режиму в межах періодів дослідження для кожної зі станцій істотно не відрізняється від розглянутих раніше.

Тож, можна зауважити, що зміни температурного режиму на території матимуть нерівномірний характер. Максимальне підвищення температурних показників для обох сценаріїв зміни клімату очікується протягом третього періоду дослідження, тобто 2031–2050 рр., при цьому під найбільшим впливом опиняться центральні та південні регіони України.

Достатньо цікаві результати отримані при вивченні майбутніх змін режиму опадів для станцій спостереження, зазначених раніше. Режим опадів, як і розглянутий вище режим температури повітря, має подібний розподіл в західних та північно-західних регіонах України, можна відзначити, що протягом першого періоду дослідження для сценарію А2 на ст. Тернопіль та ст. Вінниця прогноуються тренд на зменшення річної суми опадів до кінця часового періоду, що розглядається. В той час на ст. Щорс очікується збільшення річної суми опадів. Протягом 2011–2030 рр. на вказаних станціях ситуація абсолютно протилежна – в Тернополі та Вінниці очікується збільшення річної кількості опадів, а в Щорсі – зменшення. Проте в 2031–2050 рр. у всіх пунктах спосте-

реження прогнозується тренд на зростання річної суми опадів. Порівняння значень середньорічної суми опадів за двадцятирічні періоди для станцій, розташованих в західних та північно-західних регіонах країни, показало, що слід очікувати поступове збільшення кількості опадів від 1986 р. до 2050 р. Так, наприклад, на ст. Вінниця для першого періоду очікується в середньому 677 мм опадів за рік, тоді як в 2031–2050 рр. ця величина збільшиться на 52 мм, тобто становитиме біля 729 мм. Подібна ситуація можлива й на інших станціях (табл. 2)

Порівнюючи результати отримані для сценарію А2 з даними А1В, можна зауважити наступні суттєві відмінності, які в основному полягають в тому, що для сценарію А1В протягом усіх періодів дослідження очікується тенденція зростання річної суми опадів, на відміну від А2 (рис. 1) Проте абсолютні величини середньорічної кількості в межах кожного двадцятирічного періоду для даної сюжетної лінії значно менші, ніж для сценарію А2, що добре простежується на прикладі ст. Тернопіль (табл. 2). Так, для періоду 1986–2005 рр. різниця між середньорічною сумою опадів для сценаріїв А2 та А1В становить понад 190 мм, для 2011–2030 рр. – 244 мм, для 2031–2050 рр. – 262 мм. При цьому слід зауважити, що серед усіх регіонів саме на заході України очікуються найвищі значення річної суми опадів для сценарію А2 протягом третього періоду дослідження.

Режим опадів, який в майбутньому очікується в східних областях України, також має свої характерні особливості. Зокрема, для першого періоду середня кількість опадів згідно сюжетної лінії А2 становитиме близько 620 мм, що на 150–200 мм менше ніж в північних та західних регіонах. Для другого періоду в цьому районі кількість опадів дещо збільшиться, хоча в межах двадцятиріччя відзначається від'ємний тренд. Незначне зменшення сумарної річної кількості опадів для зазначеного сценарію прогнозується про-

тягом 2031–2050 рр. Що стосується сценарію А1В, то в Донецьку протягом 1986–2005 рр. різких змін в розподілі опадів не прогнозується. Кількість опадів між проміжками часу, що розглядаються, розподіляється практично рівномірно. А при порівнянні даної сюжетної лінії з А2 виявлено, що хоч за даними А2 й для цих регіонів очікується більша кількість опадів, проте різниця між величинами А2 та А1В не така суттєва, як в північно-західних областях, і становить для ст. Донецьк 53 мм – для 1986–2005 рр., 77 мм – для 2011–2030 рр., 59 мм – для 2031–2050 рр. (табл. 2).

Найбільш цікавими виявились результати досліджень, отримані для південних регіонів України. Аналізуючи результати, можна відзначити, що на ст. Миколаїв прогнозується найменша сума річних опадів серед усіх регіонів країни як для сценарію А2, так і для А1В. Абсолютний мінімум зволоження очікується в період 2031–2050 рр., коли середня річна сума опадів для обох сценаріїв зміни клімату не перевищуватиме в середньому 460 мм за рік. Розглядаючи часовий розподіл в межах кожного періоду дослідження, можна зауважити, що для сценарної групи А2 протягом першого та другого періоду очікується тренд на зменшення опадів. Що стосується 2031–2050 рр., то для цього регіону відзначається рівний хід показників опадів. Обчислені за даними лінійного тренду величини зміни часового розподілу опадів для південних регіонів України за даними сценарію зміни клімату А1В показують очікувану тенденцію росту суми опадів в межах кожного двадцятиріччя. Цікавим являється також той факт, що на відміну від усіх розглянутих раніше регіонів, де найбільші значення середньорічної кількості опадів прогнозувались за даними А2, для півдня України максимум зволоження очікуються за прогнозованими значенням сценарію А1В протягом 2011–2030 рр.

Таблиця 2 – Середньорічна кількість опадів (мм) за періоди дослідження для сценаріїв зміни клімату А2 та А1В

№	Пункт	Сценарій А2			Сценарій А1В		
		1986–2005	2011–2030	2031–2050	1986–2005	2011–2030	2031–2050
1	Тернопіль	860	919	913	669	674	651
3	Щорс	779	769	824	741	732	773
5	Вінниця	677	722	729	622	635	609
2	Донецьк	622	653	632	569	576	573
4	Миколаїв	453	507	461	482	477	460



## 5. ВИСНОВКИ

Таким чином, за даними регіональних кліматичних моделей згідно сценаріїв зміни клімату А2 та А1В встановлено, що для більшості регіонів України очікується поступове збільшення температури повітря. Так, найбільші значення температури повітря фіксуватимуться для південних регіонів України протягом 2031–2050 рр. Проте, хоча за даними лінійного тренду для сценарію А1В очікується тенденція на зменшення показників в межах вказаного двадцятиріччя, однак значення середніх показників температури за даними цього сценарію є значно вищими, ніж А2. Результати дослідження розподілу опадів показали, що режим цієї характеристики в найближчі декілька десятиріч також буде зазнавати певних змін. Як за сюжетною лінією А2, так і А1В, для більшості регіонів України, за виключенням південних, очікується поступове збільшення річної суми опадів до 2050 року. Найбільша кількість опадів очікується в західних областях країни, найменша – в південних.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / [Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьнік С.П. та ін.]; за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. – О.: Екологія, 2011. – 696 с.
2. ENSEMBLES project [Електронний ресурс] // Режим доступу: <http://ensemblesrt3.dmi.dk>.
3. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p. (Eds: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller).
4. 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 p. (Eds: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley).
5. Nakićenović N., Swart R. (Eds). 2000: *Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 599 p.
6. Roeckner E. (Ed.). *The atmospheric general circulation model ECHAM5. Report No. 349*. Max Plank Institute for Meteorology, 2003. 140 p.
7. Jacob D. A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2001, vol. 77, no.1, pp. 61-73.
8. Samuelsson P., Jones C., Willén U. (Eds). The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and performance. *Tellus*, 2011, vol.63A, pp. 4-23.

## FUTURE CLIMATE CHANGE AND IT'S IMPACT ON PRECIPITATION AND TEMPERATURE IN UKRAINE

V. Khokhlov, prof., Dr Sci.,  
N. Yermolenko, assist. lecturer, Cand.Sci.

Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine

Global climate change has provoked an active development in modern methods relating to the prediction of spatiotemporal hydrometeorological fields. Numerical modeling of nearest-future climatic changes allows to generate strategies of development for different areas of economic activity.

The paper aims to assess the expected air temperature and precipitation features in Ukraine considering different scenarios of climatic change. The modeling future changes of air temperature and precipitation were carried out using the A1B and A2 scenarios of climatic change. The outcomes of regional climate model ECHAM5 from ENSEMBLES Project were used as initial data. It was revealed that the air temperature will gradually increase in most of Ukrainian regions. Moreover highest air temperature will be recorded in Southern Ukraine during 2031–2050. The analysis of linear trends for 2031–2050 showed that the air temperature for the scenario A1B will exhibit a tendency to the decrease of temperature. However, the annually mean temperature in 2031–2050 for the ‘moderate’ scenario A1B will be higher than for the ‘hard’, in terms of greenhouse gases concentrations, scenario A2. The annual precipitation in Ukraine, both for the A1B and A2 scenario, will slightly increase toward the 2050 with the exception of Southern Ukraine. Also, the highest annual precipitation will be registered in the western part of Ukraine, and lowest – in the southern one. The paper can be expanded to the analysis of future dangerous weather phenomena depending on the changes of air temperature and precipitation.

**Keywords:** air temperature, precipitation, regional climate models, linear trend.

## **БУДУЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕЖИМ ОСАДКОВ И ТЕМПЕРАТУРЫ В УКРАИНЕ**

**В.Н. Хохлов**, проф., д.геогр.н.,  
**Н.С. Ермоленко**, ассист., к.геогр.н.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина,*

Исследуются изменения основных климатических характеристик на территории Украины с учетом развития различных сценариев изменения климата. Определено, что в Украине ожидается постепенное повышение температуры воздуха. Наибольшие температурные показатели возможные при развитии сценария изменения климата А1В, при этом установлено, что наиболее теплое двадцатилетие ожидается в течение 2031–2050 гг. Выявлено, что резких изменений в распределении осадков не прогнозируется, однако есть вероятность незначительного увеличения осадков над северо-западными регионами страны.

**Ключевые слова:** температура воздуха, осадки, региональные климатические модели, линейный тренд.

*Дата першого подання:* **31.08.2015**

*Дата надходження остаточної версії:* **07.10.2015**

*Дата публікації статті:* **26.11.2015**

**THE EARTH ANGLE MOMENT BALANCE, LOW-FREQUENCY ATMOSPHERIC PROCESSES AND RADIOWAVEGUIDES: II. APPLICATION OF AN ADVANCED NON-STATIONARY THEORY FOR DIFFERENT FORMS OF ATMOSPHERE CIRCULATION**

**A.V. Glushkov** , Dr. Sci. (Phys.-Math.),  
**A.A. Svinarenko**, Dr. Sci. (Phys.-Math.),  
**S.V. Ambrosov**, Cand. Sci. (Geogr.),  
**Yu.Ya. Bunyakova**, Cand. Sci. (Geogr.),  
**V.V. Buyadzhi, V.F. Mansarliysky**

*Odessa State Environmental University, 15,  
 Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, glushkovav@gmail.com*

In the paper we present the results of application of a new advanced non-stationary theory of global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, the balance of the angular momentum of the Earth, teleconnection effects and atmospheric radio waveguides, for the Pacific ocean region for different forms of the atmosphere circulation. The theory is realized and implemented into Microsystem Technology "GeoMath" and focused on the discovery and testing of new predictors for long-term and very long-forecasts of low-frequency atmospheric processes. The PC experiments have demonstrated an effectiveness of a new advanced theory in application to modeling balance of angular momentum, the atmospheric moisture turnover in relation to the genesis of tropospheric radio waveguides and succession processes of atmospheric circulation forms (teleconnection, front-genesis) in order to develop new practical sensors in long-term forecasting and modeling of low-frequency atmospheric processes. It is determined a link of tropospheric waveguide with atmospheric moisture circulation and, accordingly, with the shape of the atmospheric circulation over the position of the front sections of (atmospheric fronts as the main drives moisture). Atmospheric moisture cycle is linked with such typical low-frequency process as the angular momentum balance; the latter accounts violation of the atmosphere rotating balance with the Earth.

**Key words:** the balance of the angular momentum of the Earth, low-frequency atmospheric processes, teleconnection, atmospheric waveguides, various forms of atmospheric circulation

**1. INTRODUCTION**

In this paper we present the results of application of a new advanced non-stationary theory of global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, the balance of the angular momentum of the Earth, teleconnection effects and atmospheric radio waveguides, for the Pacific ocean region for different forms of the atmosphere circulation. In [1-4] we presented the fundamental basis's of a new advanced non-stationary approach to global mechanisms in atmospheric low-frequency processes, the balance of the Earth angular momentum, teleconnection effects and atmospheric radio waveguides. The approach has been realized as a new geophysical microsystem technology "GeoMath" [2]. The topics studied are of a great interest for modern physics of atmosphere processes [5-17].

Let us remind according to [4] that one of the key purposes focused on the discovery and testing of new predictors for long-term and very long-forecasts of low-frequency atmospheric processes. We are talking about the adaptation of the advanced theory of atmospheric macroturbulence applicable to radiofrequency with a view to their possible using along with other as predictors in the long term. The preliminary "Pacific ocean" PC experiments have in whole demonstrated an effectiveness of a developed theory especially in application to modeling balance of angular momentum, the atmospheric moisture turnover in relation to genesis of tropospheric radio waveguides and succession processes of atmospheric

circulation forms (teleconnection, front-genesis). But, all preliminary PC experiments were realized on the basis of general stationary theory or simplified (so called short version) non-stationary one. As an sequence, all obtained data could be quantitatively changing, though non essentially.

**2. ADVANCED NON-STATIONARY THEORY FOR BALANCE OF ANGULAR MOMENTUM**

As the key elements of our theory were in details presented earlier [1-4], here we present shortly only the basic advanced aspects. According to [1-4], an advanced non-stationary angular momentum balance equation of in the planetary dynamic movements of air masses is written in the following standard integral form [2,17]

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int \rho M dV &= \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_0^H \int_0^{2\pi} \rho v M d\phi dz d\lambda + \\ &+ \int_0^H \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_0^{2\pi} (p_E^i - p_W^i) a \cos \phi dz d\phi d\lambda + \\ &+ \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_0^{2\pi} \int_0^H \tau_0 a \cos \phi d\phi d\lambda 2\pi, \end{aligned} \quad (1)$$

where  $M = \Omega a^2 \cos \varphi + u a \cos \varphi$  - angular momentum;  $\Omega$  - the angular velocity of rotation of the Earth;  $a$  - radius of the Earth;  $\varphi$  - Latitude ( $\varphi_1 - \varphi_2$  - separated latitudinal belt between the Arctic and polar fronts);  $\lambda$  - longitude;

$u, v$  - zonal and meridional components of the wind speed;  $\rho$  - air density;  $V$  - the entire volume of the atmosphere in this latitude belt from sea level to the average height of the elevated troposphere waveguide -  $H$  (in notations by Oort  $H = \infty$  [9]);  $p_E^i - p_W^i$  - the pressure difference between the eastern and western slopes of the  $i$ -th mountains;  $z$  - height above sea level;  $\tau_0$  - the shear stress on the surface. From the point of view of physics, the cycle of balance of angular momentum in the contact zones with the hydrosphere and lithosphere becomes a singularity. This singularity can be detected through the occurrence of zones of fronts and soliton-type front. Then the kernel of equation (1) can be defined in the density functional ensemble of complex velocity potential [1]

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

and the complex velocity, respectively, will be

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

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

In the scheme by Oort [9] the Hadley circulation cell in angular momentum in the north part runs into a zone of the Arctic front, and at the time of the lithosphere it is included in the coverage of the polar front. Convergence of these atmospheric fronts could then close the cycle of atmospheric angular momentum balance in the same frequency range of atmospheric fluctuations without giving effect by an ocean and the lithosphere. Of course, the Hadley tropical cell carries teleconnection of the polar front with southern process by means of the link mechanism which is similar to link between the tropical and polar fronts or the Hadley tropical cell with a cell Hadley of temperate latitudes. The balance of angular momentum in conditions of the close convergence of the Arctic and Polar fronts over the ocean (which is almost always in all seasons and over the continents in the summer and in the transition seasons) is largely respected by centrifugal "pull" moisture along the front section of the polar front to south of the center of the cyclonic-depressive these. Total mass flux in a separate cloud as well as cloud system, is determined by the Arakawa's model. If  $A$  is a work of the convective cloud then it consists of the con-

vection work and work of down falling streams in the neighbourhood of cloud:

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

It is obvious that

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

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

$$\frac{dA}{dt}_{downstr} = F(\lambda)$$

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

is an mass balance equation in the convective thermion and  $K(\lambda, \lambda')$  is a nucleus of integral equation (1), which defines dynamical interaction between neighbour clouds then

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

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

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

here  $\Gamma(\lambda, s; \beta)$  is an resolventa of the master integral equation, which is given in Refs [1-4].

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

$$\Gamma = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n (\zeta - a)^n, \quad c_n = \frac{1}{2\pi i} \oint_{|\zeta|=1} \frac{f(\zeta) d\zeta}{(\zeta - a)^{n+1}}. \quad (8)$$

### 3. ADVANCED MODEL OF LOW-FREQUENCY ATMOSPHERIC MOTIONS

According to [1-4], here we shortly consider an advanced spectral analogue for equation of motion for dynamics of the atmosphere in the low frequency range. As it is well known, the shape of the atmospheric circulation changes its position in space, and the intensity of manifes-

tations varies in the period up to several days, while inside it implemented processes, lasting a few minutes, such as precipitation. Hydrodynamic equations are set to reasonably high-frequency processes in the atmosphere of the evolution of the cyclonic type of education in the period up to two days, but it is not able to well describe the low-frequency processes such as change of the circulation forms.

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

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

$$\frac{\partial V'^2}{\partial t} = -\frac{i}{a} \left[ \overline{V'^2 L_1(\bar{V})} + 2\overline{V'V'L_1(V')} + \overline{V'^2 L_1(V')} \right] - \frac{i}{a} \left[ L_2(\bar{V})\overline{V'U'} + \overline{V'U'L_2(V')} + \overline{U'V'L_2(V')} + \overline{V'U'L_2(V')} \right] + 4\omega i \cos \theta \overline{V'^2} + \frac{2i}{a} \overline{VL_6(\Phi')}, \quad (9a)$$

$$\frac{\partial U'^2}{\partial t} = -\frac{i}{a} \left[ \overline{V'U'L_3(\bar{U})} + \overline{V'U'L_3(U')} + \overline{U'V'L_3(U')} + \overline{V'U'L_3(U')} \right] - \frac{i}{a} \left[ \overline{U'^2 L_4(\bar{U})} + 2\overline{U'U'L_4(U')} + \overline{U'^2 L_4(U')} \right] - 4\omega i \cos \theta \overline{U'^2} + \frac{2i}{a} \overline{UL_5(\Phi')}, \quad (9b)$$

$$\frac{\partial \overline{V'U'}}{\partial t} = -\frac{i}{2a} \left[ \overline{V'^2 L_3(\bar{U})} + 2\overline{V'V'L_3(U')} + \overline{V'^2 L_3(U')} \right] - \frac{i}{2a} \left[ \overline{V'U'L_4(\bar{U})} + \overline{U'V'L_4(U')} + \overline{V'U'L_4(U')} + \overline{V'U'L_4(U')} \right] + \frac{i}{a} \overline{VL_6(\Phi')} - \frac{i}{2a} \left[ \overline{U'^2 L_2(\bar{V})} + 2\overline{U'U'L_2(U')} \right] - \frac{i}{2a} \left[ \overline{U'V'L_1(\bar{V})} + \overline{U'V'L_1(V')} + \overline{V'U'L_1(V')} + \overline{V'U'L_1(V')} \right], \quad (9c)$$

where

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

In many earlier papers (see for example, [10]) authors used the simplified approximation, which results to remaining only two operators, say, the equation (9c)

$$\frac{\partial \overline{V'U'}}{\partial t} = \frac{i}{a} \overline{V'L_6(\Phi')}, \quad (10)$$

expressing  $\Phi'$  through  $\varphi$  complex potential of the velocity  $w$ , and the velocity components  $V'$  - in terms of functions  $\psi$  of the same velocity potential. Naturally, the equations for tensor of the turbulent tensions

$$\frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left( \overline{u_k \cdot u'_i u'_j} + \overline{u'_k u'_i u'_j} \right) + \frac{\partial \overline{p' u'_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{p' u'_j}}{\partial x_i} = -\overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x} - \overline{u'_j u'_k} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x} + p' \left( \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x} \right). \quad (11)$$

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

The corresponding eq.

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \frac{\partial u_k b^2}{\partial x_k} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left( \overline{u'_k u'_i u'_j} + 2\overline{u'_k p'} \right) = -2\overline{u'_k u'_i} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_k} - 2 \frac{g}{\theta_0} \overline{w' \theta'}. \quad (12)$$

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

$$\overline{u'_i u'_j u'_k} = -b \lambda_1 \left( \frac{\partial \overline{u_i u_j}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u_i u_k}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j u_k}}{\partial x_i} \right), \\ \overline{u'_k u'_j \theta'} = -b \lambda_2 \left( \frac{\partial \overline{u'_k \theta'}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j \theta'}}{\partial x_k} \right), \\ \overline{u_i \theta'^2} = -b \lambda_3 \left( \frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial x_i} \right); p' \frac{\partial \overline{\theta'}}{\partial x_i} = -\frac{b}{3l_1} \overline{u_i \theta'} - \frac{1}{3} \sigma_{i3} \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'^2}, \\ p' \left( \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right) = -\frac{b}{3l_1} \left( \overline{u_i u_j} - \frac{1}{3} \sigma_{ij} b^2 \right) + c b^2 \left( \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right). \quad (13)$$

Here  $c, l_1, \lambda_i$  are constants which define the scales of turbulent vortexes and measure of their influence on the averaged motion and atmosphere turbulence anisotropy. Components of tensor of the turbulent tensions are ( $v_{i,n}$  - spectral modes of velocity field) are given in [1-4].

#### 4. RESULTS AND CONCLUSIONS

In ref.[4] we presented the results of calculation of changes in the height of elevated tropospheric wave guide in the  $M_1$  form of circulation (look Fig. 1 [4]). Here we present the same results for the  $M_2$  form, namely, average height of tropospheric waveguide according to the season within the 1500-2500 m; changes desired heights are in the range of 50-500 m. It is important for long-term forecasting only a sign of abnormality of heights of the ra-

diowaveguide and not their numerical characteristics. Fig. 2 corresponds to wind flows presented an anomaly of the stream function, where the direction of the velocity vector corresponds to the positive values that were left of the stream; the changes in the function of the current make - maximum value:  $\sim 20 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $\sim 1.2 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

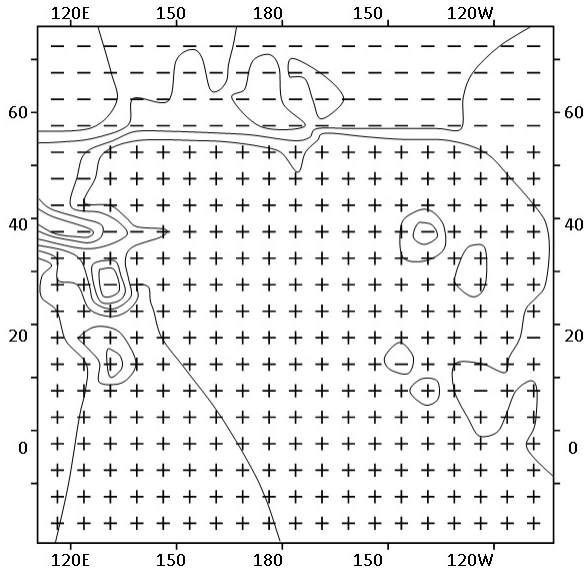


Fig. 1 - Changing the height of the elevated tropospheric radio-waveguide (see the text).

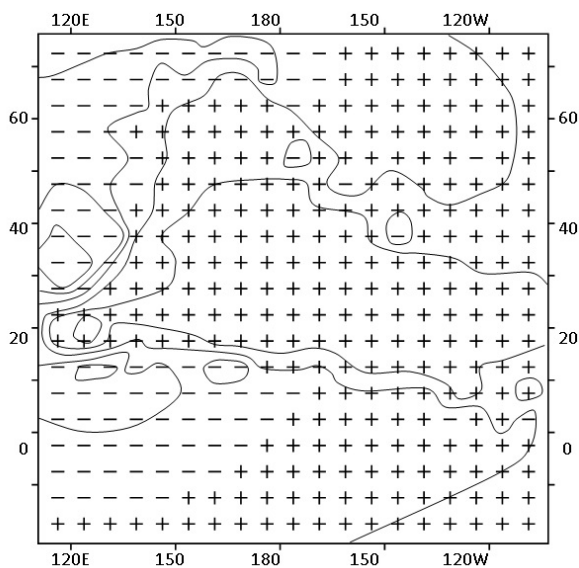


Fig. 2 - The flow function for the situation depicted in Fig. 1.

For the form  $M_2$  (Fig. 1) there is a sharp worsening of the process near the Japan, which it is revealed a sharp rise of height of the elevated tropospheric waveguide, as well as general background of raising its height above the Pacific Ocean over the summer in a case of the form  $M_2$ . According to the current function (Fig. 2) it is clearly revealed the transfer of angular momentum to the south along the Asian continent on the system of fronts, manifested in the cyclonic depressions, which are characteris-

tic for the Asian continent in a case of the form  $M_2$ .

Summing the above presentation, let us remind [1-4] that the atmospheric moisture cycle is associated with the typical low-frequency performance of the process as the balance of angular momentum. Last imbalance characterizes the rotation of the atmosphere together with the Earth, which may lead to the development of meridional processes with the implementation of the mass transfer of air and steam between tropical latitudes (with a linear velocity) and slowly rotating air masses of polar latitudes (in fact it is a slow process teleconnection). Dynamics and characteristics of atmospheric radio waveguide is just related to the teleconnection and, thus, the forms of circulation, with the processes of succession of these forms. Imbalance of angular momentum can not remain without consequences in the atmosphere due to the rather large forces involved in the desired dynamics. Naturally imbalance causes the effects of the singularity, i.e. sharp reaction of the atmosphere in an attempt to eliminate it.

## REFERENCES

1. Glushkov A.V. Renorm-group and fractal approach to turbulence spectrum in planetary atmosphere system, "cosmic plasma – galactic cosmic rays". *Ukr. gidrometeorol. ž. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2013, no. 12, pp.25-30.
2. Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Mansarliysky V.F. Modelling balance of the earth angle moment, atmospheric processes and radiowaveguides: Advanced non-stationary theory. *Ukr. gidrometeorol. ž. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no.15, pp.59-64.
3. Ambrosov S.V., Serga E.N., Mansarliysky V.F., Kol'tsova N.Yu. The balance of the angular momentum of the Earth and atmospheric Radio waveguides: Elements of non-stationary theory. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. – Bulletin of Odessa state environmental university*, 2012, vol.14, pp.234-239.
4. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Ambrosov S.V., Bunyakova Yu.Ya., Buyadzhu V.V., Mansarliysky V.F. The Earth Angle Moment Balance, Low-Frequency Atmospheric Processes And Radiowaveguides: Application of an Advanced Non-Stationary Theory. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. – Bulletin of Odessa state environmental university*, 2015, vol.19, pp.131-136.
5. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, vol.11, pp.285-293.
6. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyze time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*. The Netherlands: Elsevier, 2006, vol.322, no.1-4, pp.14-24.
7. Glushkov A.V., Svinarenko A.A., Buyadzhi V.V., Zaichko P.A., Ternovsky V.B. *Adv.in Neural Networks, Fuzzy Systems and Artificial Intelligence, Series: Recent Adv. in Computer Engineering*. Gdansk: WSEAS, 2014, vol.21, pp.143-150.(Ed.: J. Balicki)
8. Mansarliysky V. Multifractal modeling characteristics of temporal indexes of North-Atlantic, Southern oscillations, and vortex kinetical energy in middle and tropic latitudes. *Ukr. gidrometeorol ž.–Ukr.hydrometeorological journal*, 2012,no.10,pp.171-175.

9. Peixoto J.P., Oort A.H. *Physics of Climate*. N.-Y.: AIP, 1992. 520 p.;
10. Von Storch J. Angular momenta of Antarctic, Arctic Oscillations. *J.Clim.*, 2000, vol.13, pp.681-685.
11. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Month.Weather Rev.*, 1987, vol.115, pp.1083-1126.
12. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Month.Weather Rev.*, 1987, vol.109, pp.784-812.
13. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 1974, vol. 31, pp. 674-701.
14. Wang C. ENSO, climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In: *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future*. Berlin: Springer, 2004, pp.131-164. (Eds: Diaz H.F., Bradley R.S.)
15. Girs A.A. *Long-term fluctuations in atmospheric circulation and long-term meteorological forecasts*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991, 280 p.
16. Khokhlov V., Glushkov A., Loboda N. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns. *Quart. Journ. of Royal Meteo.Soc.*, 2006, vol.132, pp. 447-465.
17. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma - galactic-origin rays - turbulent pulsation in planetary atmosphere system. *Adv. Space Research*. Elsevier, 2008, vol.42, no.9, pp.1614-1617.
18. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A. et al. Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. Elsevier, 2010, vol.72, pp.498-508.

## БАЛАНС УГЛОВОГО МОМЕНТА ЗЕМЛИ, НИЗКОЧАСТОТНЫЕ АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РАДИОВОЛНОВОДЫ: ПРИМЕНЕНИЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАННОЙ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ТЕОРИИ

**А.В. Глушков**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**А.А. Свиноренко**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**С.В. Амбросов**, к.геогр. н., доц.,  
**Ю.Я. Бунякова** к.геогр. н., доц.,  
**В.В.Буйджи, В.Ф. Мансарлийский**

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)*

В работе, продолжающей наши предыдущие исследования, представлены результаты применения новой усовершенствованной нестационарной теории глобальных механизмов в низкочастотных атмосферных процессах, баланса углового момента Земли, эффектов телеконнекции и атмосферных радиоволноводов для региона Тихого океана для различных форм циркуляции. Теория реализована и имплементирована в микросистемную технологию "GeoMath" и ориентирована на открытие и тестирование новых предикторов для долгосрочного и сверхдолго-срочного прогнозирования низкочастотных атмосферных процессов. ПК эксперименты продемонстрировали эффективность новой нестационарной теории в моделировании баланса углового момента, атмосферного влагооборота в дальнейшей связи с генезисом тропосферных радиоволноводов и преемственностью форм атмосферной циркуляции (телеконнекция, генезис фронтов) и разработкой новых практических сенсоров долгосрочного прогнозирования и моделирования низкочастотных атмосферных процессов. Установлена связь тропосферного радиоволновода с атмосферным влагооборотом и соответственно с формой атмосферной циркуляции через положение фронтальных разделов (атмосферных фронтов как основных накопителей влаги). Атмосферный влагооборот связан с таким типично низкочастотным процессом как выполнение баланса углового момента; последний характеризует нарушение баланса вращения атмосферы вместе с Землей.

**Ключевые слова:** баланс углового момента Земли, низкочастотные атмосферные процессы, телеконнекция, атмосферные радиоволноводы, различные формы атмосферной циркуляции

**БАЛАНС КУТОВОГО МОМЕНТУ ЗЕМЛІ, НИЗЬКОЧАСТОТНІ  
АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ ТА РАДІОХВИЛЬОВОДИ: ЗАСТОСУВАННЯ  
УДОСКОНАЛЕНОЇ НЕСТАЦІОНАРНОЇ ТЕОРІЇ**

**О.В. Глушков**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**А.А. Свиноренко**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**С.В. Амбросов**, к.геогр. н., доц.,  
**Ю.Я. Бунякова** к.геогр. н., доц.,  
**В.В.Буяджи, В.Ф.Мансарлійський**

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)*

У роботі, що продовжує наші попередні дослідження, представлені результати застосування нової вдосконаленої нестационарної теорії глобальних механізмів в низькочастотних атмосферних процесах, балансу кутового моменту Землі, ефектів телеконекції і атмосферних радіохвилеводів для регіону Тихого океану для різних форм циркуляції. Теорія реалізована та імплементована в мікросистемну технологію "GeoMath" і орієнтована на відкриття і тестування нових предикторів для довгострокового і наддовга-термінового прогнозування низькочастотних атмосферних процесів. ПК експерименти продемонстрували ефективність нового нестационарної теорії в моделюванні балансу кутового моменту, атмосферного водооборота у зв'язку з генезисом тропосферних радіохвилеводів і наступністю форм атмосферної циркуляції (телеконекція, генезис фронтів) і подальшою розробкою нових практичних сенсорів довгострокового прогнозування і моделювання низькочастотних атмосферних процесів. Встановлено зв'язок тропосферного радіохвилеводу з атмосферним вологозворотом і відповідно з формою атмосферної циркуляції через положення фронтальних розділів (атмосферних фронтів як основних накопичувачів вологи). Атмосферний вологозворот пов'язаний з таким типом низькочастотним процесом як виконання балансу кутового моменту; останній враховує порушення балансу обертання атмосфери разом із Землею.

**Ключові слова:** баланс кутового моменту Землі, низькочастотні атмосферні процеси, телеконекція, атмосферні радіохвилеводи, різні форми атмосферної циркуляції

*Дата першого представлення: 05.09.2015  
Дата поступлення окончательной версии: 13.10.2015  
Дата опубликования статьи : 26.11.2015*



УДК 351.86

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЗАДАЧ ГРАЖДАНСКОЙ ОБОРОНЫ

**Г.Д. Ковылин**, к. воен. н.,  
**И.С. Берников**, ст. преподаватель,  
**В.Н. Василишин**, ст. преподаватель

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, mil-meteo@ogmi.farlep.odessa.ua*

Рассмотрены место и роль метеорологического обеспечения в решении задач защиты населения от последствий стихийных бедствий, техногенных аварий и современных средств поражения (пожаров, взрывов, выбросов, террористических действий).

Представлены предложения по совершенствованию сбора, обработки и анализа метеорологических и аэрологических данных, необходимых для прогнозирования и оценки радиационной и биологической (бактериологической) обстановки, в целях защиты населения и войск.

Ключевые слова: техногенные аварии, радиоактивное и химическое заражение, средняя скорость ветра, гражданская оборона (защита).

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Очевидной тенденцией современности [1, 2] является практически неуправляемый рост количества и масштабов техногенных аварий с выбросом в атмосферу вредных для окружающей среды веществ, а также активизация террористических действий и их приближение по масштабам и применяемым средствам поражения к боевым действиям высокой интенсивности и уровня. Минимизация экологических последствий, связанных, как с научно - технической революцией, так и с эскалацией военно - политической обстановки в регионах Украины, становится одной из важнейших задач по снижению их негативного воздействия на окружающую природную среду и обеспечению защиты населения, материально - технических и культурных ценностей от опасностей, возникающих при ведении боевых действий или вследствие этих действий, а также при возникновении чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера.

По оценкам западных экспертов тенденция роста потенциальной опасности возникновения радиационных и химически – опасных аварий в ближайшее десятилетие не только сохраняется, но и приобретает глобальные формы. Следовательно, проблема защиты населения от их последствий становится задачей национальной безопасности государства и обуславливает чрезвычайную актуальность поиска и обоснования путей ее решения. В связи с этим целесообразным представляются дальнейшие отработки вопросов по метеорологической защите населения с использованием методов и способов их активного воздействия на атмосферу, а также по совершенствованию метеорологического обеспечения для прогнозирования радиационной и химической обстановки в рамках

предложений сделанных в [2].

### 2. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Обзор результатов научных исследований [1, 2, 3], посвященных проблемам защиты населения, особенно от последствий террористических и антитеррористических операций, которые инициируют пожары, выбросы, а также могут вызвать радиоактивное и химическое заражение при попадании снарядов, бомб, ракет в радиационно – и химически опасные объекты указывает на то, что данному направлению уделяется в основном политическое внимание и оценка. Поиск и изучение путей по ликвидации последствий аварий на атомных электростанциях и химических производствах (объектах) пока остается декларацией политиков и правительства.

### 3. ОПИСАНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее характерными авариями (катастрофами), вызывающими тяжелые экологические последствия, являются взрывы, пожары, заражения атмосферы и местности сильнодействующими ядовитыми веществами (СДЯВ), радиоактивными веществами (РВ), выбросы углеводородных продуктов и др. Особенно опасными по масштабам последствий являются аварии на АЭС с выбросом в атмосферу РВ, в результате чего, кроме разрушения энергоблоков, имеет место длительное радиоактивное загрязнение местности на огромных площадях. Пример: аварии на АЭС Чернобыль и Фукусима (в результате землетрясения).

При этом форма следа радиоактивного загрязнения местности в обоих случаях по конфигурации, размерам, масштабам, степени заражения, дисперсионному составу радиоактивных продуктов, а

также своему поражающему действию в основном зависят:

- от изменения метеорологических условий в период взрывов (аварий) на ядерных объектах. (см. Рис. 1, 2);
- от масштабов аварий, мощности взрывов, выбросов и т.д.

Влияние ветра учитывается по так называемому среднему ветру в районе взрыва или аварии  $V_{ср}$ . [4]. Мощность оценивается в тротиловом эквиваленте, т.е. массой тротила, энергия взрыва которой эквивалентна энергии взрыва данного ядерного объекта, либо боеприпаса и измеряется в тоннах, тысячах, миллионах тонн [3]. Мощностные параметры определяют размеры облака (см. Таблицу 1), а следовательно и следа [5, 6]. В настоящее время в составе штабов ГО имеются службы: связи, медицинская, противопожарная, инженерная, противорадиационной и противохимической защиты, коммунальная, техническая, автотранспортная охраны и др. [1, 3, 7], метеорологической (гидрометеорологической) - нет, хотя все раз-

витие радиационной, химической обстановки после аварии, или взрыва ядерного боеприпаса (это масштабы и степень радиоактивного заражения, направление, форма и размеры зон заражения, стойкость и концентрация продуктов выброса, время и продолжительность заражения, возможность образования вторичных зон заражения и др.) определяется действующими метеорологическими факторами.

При этом определяющее влияние на масштабы, продолжительность, степень заражения и расположение радиоактивного следа оказывает направление и скорость среднего ветра.

Данные о ветровом режиме по слоям атмосферы [8]: – направление и скорость среднего ветра – одни из важнейших параметров, учет и оценка которых являются обязательными для органов управления гражданской защиты и министерства по чрезвычайным ситуациям.

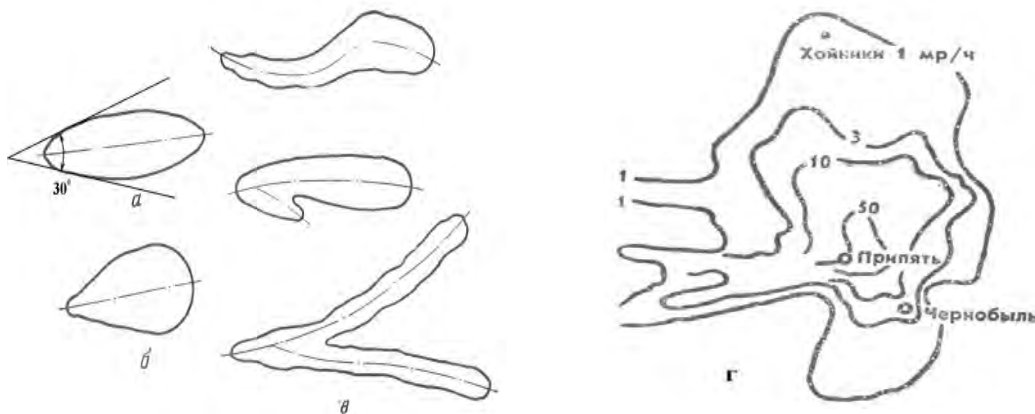


Рис. 1 – Возможные формы следа радиоактивного облака: при неизменных параметрах ветра (а); при слабом ветре (б); при различных параметрах ветра на разных высотах (в); при изменении направления ветра в слое от 0 до 1000 м (изменение на 360°) (г).

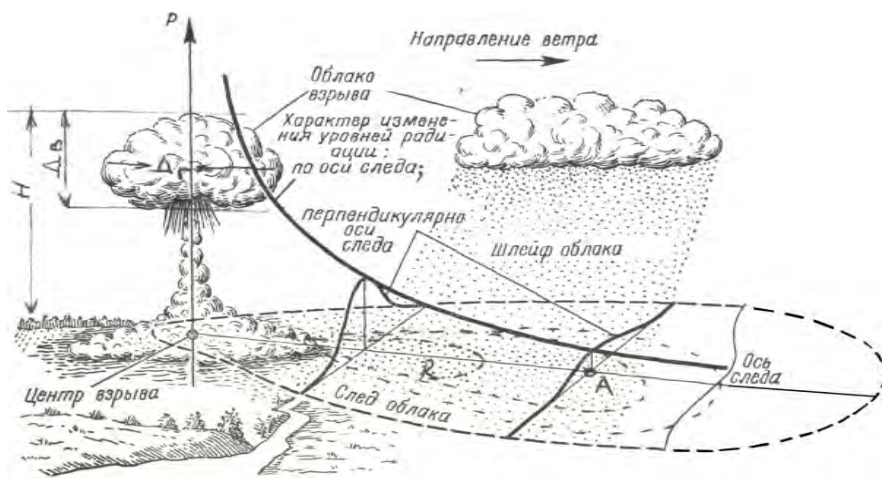


Рис. 2 - Схема наземного ядерного взрыва: активность (А); высота подъема верхней кромки облака (Н); вертикальный размер облака (Дв); горизонтальный диаметр облака (Дг); расстояние от центра взрыва (R).

Без информации о направлении и скорости среднего ветра невозможны прогнозирование и оценка радиационной, химической обстановки. Своевременное оповещение населения о радиационной и химической опасности влияет на реализацию необходимых мероприятий по защите населения и окружающей среды от последствий техногенных аварий, связанных с выбросом в атмосферу токсичных веществ [1].

При этом основным требованием к метеорологическому обеспечению являются своевременность, т.е. реальный масштаб времени, репрезентативность, а также объем и достаточная точность информации.

**Таблица 1** – Зависимость высоты подъема и размеров радиоактивного облака от мощности ядерных взрывов

Мощность взрыва, тыс. т.	Высота подъема облака, км	Размеры облака, км	
		Горизонтальный диаметр, Дг	Высота, Н
1	3,5	2,0	1,3
5	5,0	3,0	1,6
10	7,0	4,0	2,0
30	9,0	5,0	3,0
50	10,5	6,0	3,5
100	12,2	10,0	4,5
300	15,0	14,0	6,0
500	17,0	18,0	7,0
1000	19,0	22,0	8,5
5000	24,0	34,0	12,0
10000	25,0	43,0	15,0

Прогнозирование – определение вероятностных и качественных характеристик радиационной обстановки на основе установленных зависимостей с использованием исходных данных о среднем ветре и о параметрах мощности аварии (взрыва) объекта ядерной энергетики либо соответствующего боеприпаса.

### 3.1 Расчет среднего ветра

Средним ветром [4] называется полученный расчетным путем постоянный в слое от поверхности земли до заданной высоты  $H$  вектор ветра  $\vec{v}_{0-H}$ , определяемый по формуле

$$\vec{v}_{0-H} = \frac{1}{H} \int_0^H \vec{v} dH \approx \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \vec{v}_i \Delta H_i, \quad (1)$$

где:  $\vec{v}, \vec{v}_i$  – действительный (аэрологический) ветер,  $\Delta H_i$  – толщина элементарного слоя, в котором вектор ветра равен  $\vec{v}_i$ ,  $n$  – число элементарных слоев.

Средний ветер вычисляется для слоев атмосферы 0 - 1,5, 0 - 3, 0 - 5, 0 - 12, 0 - 18, 0 - 24 и 0 – 30 км над уровнем моря. Вычисление среднего ветра производится графическим способом по результатам шаропилотных (радиозондовых) наблюдений или по данным о ветре, снятым с карт барической топографии.

Определение среднего ветра по результатам ша-

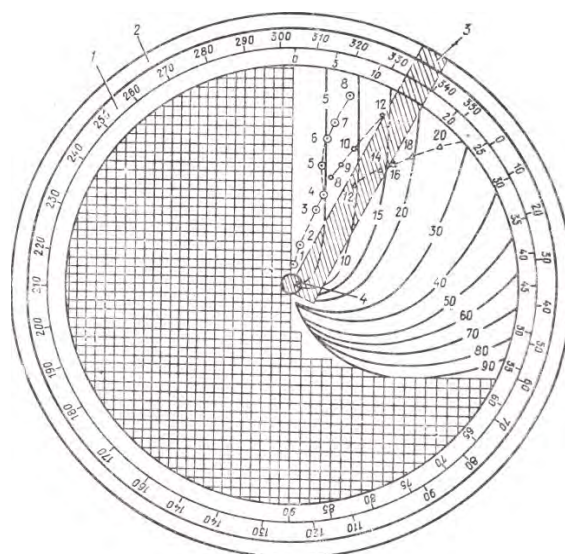
ропилотных (радиозондовых) наблюдений выполняется с помощью планшета А - 30 (А - 30Д) (см. Рис. 3).

Для этого необходимо:

- вычислить время  $t$  (мин), за которое шар - пилот поднимается на высоту  $H$  (м), соответствующую верхней границе слоя атмосферы, в котором требуется определить средний ветер. Оно вычисляется по формуле

$$t = H/W, \quad (2)$$

где  $W$  - вертикальная скорость шара - пилота.



**Рис. 3** – Планшет аэрологический А – 30: подвижный прозрачный круг со шкалой горизонтальных углов (1); неподвижный металлический круг (на нем нанесены все остальные шкалы) (2); подвижная прозрачная линейка (3); соединительная цапфа (4).

- Для радиозонда время снимается с графика высоты подъема. совместить ребро линейки планшета, проходящее через его центр, с делением на дуге полуокружности неподвижного круга, соответствующим величине вертикального угла, под которым шар - пилот (радиозонд) наблюдался на высоте  $H$ ;
- удерживая линейку против значения вертикального угла, вращением подвижного круга совместить деление, соответствующее значению горизонтального угла, с ребром линейки;
- нанести на подвижный круг точку в месте пересечения линейки с кривой, соответствующей высоте  $H$  или наклонной дальности (на планшете А - 30Д);
- вращая подвижный круг, совместить нанесенную точку с вертикальным диаметром неподвижного круга;
- отсчитать направление среднего ветра в слое от 0 до  $H$  км по градусной шкале подвижного круга. При этом необходимо помнить, что отсчет производится

против конца вертикального радиуса, противоположного радиусу, с которым совмещена нанесенная точка;

- определить скорость среднего ветра в слое 0 –  $H$  км путем деления на время  $t$  количества клеток сетки, заключенных между центром круга и нанесенной точкой.

Рассчитать средний ветер можно и без применения планшета А - 30 путем производства несложных вычислений.

Рассмотрим треугольник  $OAM$  (см. Рис. 4). Сторона треугольника  $AM$  соответствует толщине  $H$  слоя, для которого задано рассчитать средний ветер. Угол  $\delta$  равен вертикальному углу, под которым шар-пилот (радиозонд) наблюдался на верхней границе заданного слоя (на высоте  $H$ ).

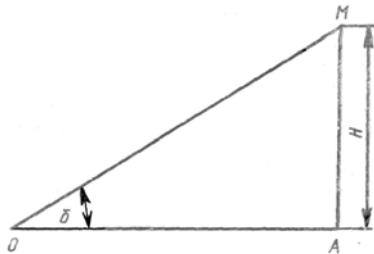


Рис. 4 – Расчет средней скорости ветра в слое: точка выпуска шара-пилота (O); положение шара-пилота в момент достижения им верхней границы слоя (M).

Очевидно, что сторона  $OA = Hctg\delta$  соответствует расстоянию по горизонтали, на которую шар удалился от места пуска (от точки  $O$ ) за время полета  $t$  (до момента достижения высоты  $H$ ). Если расстояние  $OA$  поделить на время  $t$  в секундах, т.е. на  $60t$ , то результат будет численно равен модулю скорости среднего ветра в заданном слое.

Таким образом, для расчета среднего ветра следует:

- определить время  $t$  (в минутах) подъема шара-пилота на высоту  $H$ ;
- определить вертикальный угол  $\delta$ , под которым шар наблюдался в момент  $t$ ;
- вычислить численное значение модуля средней скорости ветра по формуле

$$U_{0-H} = \frac{H - ctg \delta}{60t}; \quad (3)$$

- определить направление среднего ветра. Оно равно:  $\alpha = \pm 180^\circ$ , где  $\alpha$ - азимут шара-пилота (радиозонда) в момент  $t$ .

Как показывает практика, вычислительному методу присущи субъективные ошибки и значительное время. Для упрощения расчетов можно пользоваться таблицей 2 и графиком (см. Рис. 5).

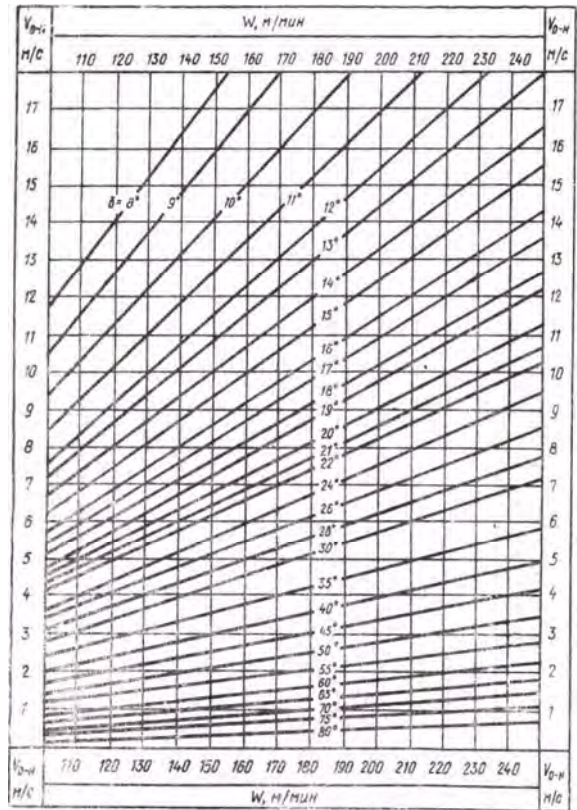


Рис. 5 – График для определения среднего ветра в слое от земли до заданной высоты.

Для определения среднего ветра по данным карт барической топографии или аэрологических телеграмм рекомендуется вначале построить два графика: график изменения скорости ветра и график изменения направления ветра в зависимости от изменения высоты. Затем заданный слой 0 –  $H$  км разбивается на элементарные километровые (или иной толщины) слои и для середины каждого элементарного слоя с графиков снимаются значения направления и скорости ветра.

Последующие операции по определению среднего ветра выполняются на аэрологическом планшете или графически на бумаге. При определении с помощью аэрологического планшета необходимо:

- выбрать масштаб для скорости ветра (число метров в секунду или километров в час в одной клетке сетки планшета);
- совместить деление градусной шкалы подвижного круга, соответствующее направлению ветра для середины первого (нижнего) элементарного слоя, с верхним концом вертикального диаметра неподвижного круга;
- отложить от центра круга вверх вдоль вертикального диаметра число клеток сетки, соответствующее (в выбранном масштабе) скорости ветра для середины первого слоя;
- обозначить цифрой 1 полученную точку;
- совместить деление градусной шкалы подвижного

Таблица 2– Время подъема шара - пилота до заданной высоты Н в зависимости от его вертикальной скорости W

Н, м	W, м/мин																	
	250	240	230	220	210	200	190	180	170	160	150	140	130	120	110	100	90	80
300	1.12	1.15	1.18	1.22	1.25	1.30	1.35	1.40	1.46	1.53	2.00	2.09	2.19	2.30	2.44	3.00	3.20	3.45
400	1.36	1.40	1.44	1.49	1.54	2.00	2.06	2.13	2.21	2.30	2.40	2.51	3.05	3.20	3.38	4.00	4.27	5.00
500	2.00	2.05	2.10	2.16	2.23	2.30	2.38	2.47	2.56	3.08	3.20	3.34	3.51	4.10	4.33	5.00	5.33	6.15
600	2.24	2.31	2.37	2.44	2.51	3.00	3.09	3.20	3.32	3.45	4.00	4.17	4.37	5.00	5.27	6.00	6.40	7.30
700	2.48	2.55	3.03	3.11	3.20	3.30	3.41	3.53	4.07	4.22	4.40	5.00	5.28	5.50	6.22	7.00	7.47	8.45
800	3.12	3.20	3.29	3.38	3.49	4.00	4.13	4.27	4.42	5.00	5.20	5.43	6.09	6.40	7.16	8.00	9.00	10.00
900	3.36	3.45	3.55	4.05	4.17	4.30	4.44	5.00	5.18	5.38	6.00	6.26	6.55	7.30	8.11	9.00	10.00	11.15
1000	4.00	4.10	4.21	4.33	4.46	5.00	5.16	5.33	5.53	6.15	6.40	7.09	7.42	8.20	9.05	10.00	11.07	12.30
1100	4.24	4.35	4.47	5.00	5.14	5.30	5.47	6.07	6.28	6.52	7.20	7.51	8.28	9.10	10.00	11.00	12.13	13.45
1200	4.48	5.00	5.13	5.27	5.43	6.00	6.19	6.40	7.03	7.30	8.00	8.34	9.14	10.00	10.55	12.00	13.20	15.00
1300	5.12	5.25	5.39	5.55	6.11	6.30	6.51	7.13	7.39	8.08	8.40	9.17	10.00	10.50	11.48	13.00	14.27	16.15
1400	5.36	5.50	6.05	6.21	6.40	7.00	7.22	7.47	8.14	8.45	9.20	10.00	10.45	11.40	12.42	14.00	15.33	17.30
1500	6.00	6.15	6.31	6.49	7.08	7.30	7.54	8.20	8.50	9.23	10.00	10.43	11.32	12.30	13.38	15.00	16.40	18.45
1600	6.24	6.40	6.57	7.16	7.37	8.00	8.25	8.53	9.25	10.00	10.40	11.26	12.19	13.20	14.33	16.00	17.47	20.00
1800	7.12	7.30	7.50	8.11	8.34	9.00	9.29	10.00	10.35	11.15	12.00	12.51	13.51	15.00	16.22	18.00	20.00	22.30
2000	8.00	8.20	8.42	9.05	9.31	10.00	10.32	11.05	11.45	12.30	13.20	14.17	15.23	16.40	18.10	20.00	22.13	25.00

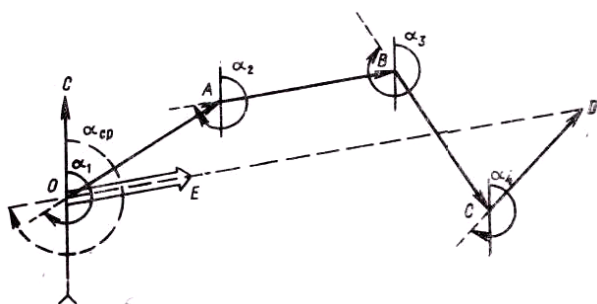


Рис. 6 – Графическое определение среднего ветра в слое.

круга, соответствующее направлению ветра для середины второго элементарного слоя, с концом вертикального диаметра неподвижного круга;

- отложить от точки I вверх число клеток сетки, соответствующее скорости ветра для середины второго элементарного слоя;
- обозначить нанесенную точку цифрой 2;
- аналогично нанести и обозначить точки, соответствующие векторам ветра для середины всех вышележащих элементарных слоев;
- последнюю точку совместить с вертикальным диаметром неподвижного круга и против верхнего его конца на градусной шкале подвижного круга отсчитать направление среднего ветра;
- вычислить скорость среднего ветра, для чего число клеток сетки, заключенное между центром круга и последней точкой, поделить на число оцифрованных точек (число слагаемых векторов) и полученное частное умножить на величину выбранного масштаба.

Для определения среднего ветра графически с помощью транспортира и линейки (см. Рис. 6) необ-

ходимо:

- разбить слой, в котором определяется средний ветер, на равные по толщине элементарные слои;
- определить направление и скорость среднего ветра для середины каждого элементарного слоя;
- выбрать линейный масштаб для построения векторов ветра;
- построить из начальной точки O в направлении ветра  $\alpha_i$  вектор ветра  $\overline{OA}$  для середины первого (нижнего) элементарного слоя;
- от конца первого вектора (точка A) аналогично построить вектор ветра  $\overline{AB}$  для середины второго элементарного слоя;
- построить таким же способом векторы ветра  $\overline{BC}$  и для середин вышележащих слоев;
- соединить прямой начало первого вектора (точка O) с концом последнего вектора (точка D);
- определить направление среднего ветра в данном слое, для чего с помощью транспортира снять угол  $\alpha_{cp}$ , соответствующий направлению результирующего вектора ветра  $\overline{OD}$ ;

Вычислить скорость среднего ветра  $\overline{OE}$ , для чего модуль (длину) результирующего вектора  $\overline{OD}$  поделить на число слагаемых векторов ветра и полученное частное умножить на величину выбранного масштаба.

Вертикальное зондирование атмосферы может производиться радиозондами, шарами - пилотами, оптическими, акустическими, радиолокационными и другими средствами разведки.

Как видно из рассмотрения способов вычисления

среднего ветра обработка результатов зондирования атмосферы связана с производством большого количества вычислений, периодически повторяющихся при каждом зондировании, что значительно снижает точность результатов и увеличивает время поступления информации на пункты управления и в штабы ГО до десятков минут.

Ошибки в прогнозировании направления ветра в наибольшей степени сказываются на больших расстояниях от центра (эпицентра) ядерного взрыва: чем больше это расстояние, тем значительнее по величине отклонение оси реального следа облака от прогнозируемого направления. Точность определения направления ветра, используемого при прогнозировании, с учетом пространственно - временной изменчивости не должна выходить за пределы  $\pm 15$  (см. Рис. 1,а). В связи с этим используются вероятностные методы оценки параметров ветра. Это означает, что при прогнозировании радиационной обстановки не представляется возможным определить точное положение следа (центра) облака ядерного взрыва на местности (в воздухе).

Прогноз позволяет указать возможный район (зону) формирования радиоактивного следа на местности,

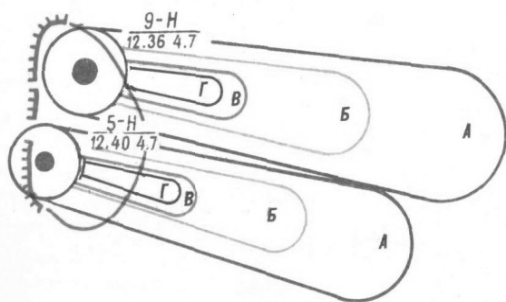


Рис. 7 – Схема нанесения на карту зон возможного заражения при групповом ядерном взрыве: зона умеренного заражения А; зона сильного заражения Б; зона опасного заражения В; зона чрезвычайно опасного заражения Г.

определить границы этого района, в пределах которого с заданной вероятностью будет находиться реальный след облака ядерного взрыва.

След облака ядерного взрыва определяется геометрическими размерами и осью движения радиоактивного облака в воздушном пространстве на различное время после ядерного взрыва.

Зоны радиоактивного заражения [9] наносятся на карту в масштабе (см. Рис. 7) и могут быть нанесены только тогда, когда имеются метеорологические данные о скорости и направлении среднего ветра по высотам с указанием времени, для которого он определен (см. Рис. 8).

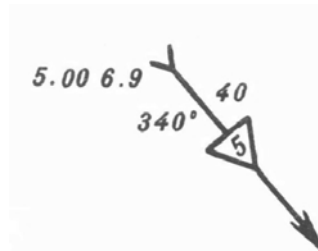


Рис. 8 – Нанесение на карту метеорологических данных о скорости и направлении среднего ветра (5 – высота в км; 40 – скорость ветра в км/ч, 340° – направление ветра).

При средней квадратической ошибке определения направления ветра  $\sigma_\alpha = \pm 15^\circ$  истинное направление ветра с вероятностью 0,68 не выйдет за пределы центрального угла  $30^\circ$ , биссектриса которого совпадает с прогнозируемым направлением ветра. Значит, при прогнозировании наземной обстановки в 68 случаях из 100 ось следа облака взрыва будет находиться в пределах центрального угла  $30^\circ$ .

При вероятности, равной 0,9, район возможного заражения изображается на карте в виде сектора с центральным углом, равным  $40^\circ$ .

В пределах указанного района фактическая площадь заражения составит около одной трети площади сектора.

Таким образом, из анализа расчета среднего ветра видно, что им присущи большие ошибки и значительное время для их производства.

Перечисленные выше способы определения среднего ветра в случае решения их на ЭВМ обеспечат реализацию требования оперативности и точности при обработке метеорологической информации.

При этом основными исходными данными для вычисления скорости среднего ветра являются угол места  $\epsilon$ , наклонная дальность до радиозонда  $D_n$ , а также время  $t$  от момента выпуска радиозонда до получения координат  $\epsilon$  и  $D_n$ .

Первоначально по величинам  $D_n$  и  $\epsilon$  определяют высоту подъема радиозонда

$$Y = D_n \sin \epsilon \quad (4)$$

Затем по значениям высоты  $Y$  и времени  $t$  находят среднюю вертикальную скорость подъема радиозонда  $U$ :

$$U = Y / 60 t \quad (5)$$

Определив вертикальную скорость подъема радиозонда, находят скорость среднего ветра  $W$  из зависимостей:

$$W = U / \operatorname{tg} \epsilon, \text{ при } \epsilon \leq 45^\circ, \quad (6)$$

$$W = U \cdot \operatorname{tg}(90^\circ - \epsilon), \text{ при } \epsilon > 45^\circ. \quad (7)$$

Направление среднего ветра на радиозонд:  $\alpha_w = \alpha_w \pm 30 - 00$ .

Если наклонная дальность превосходит 40 км, то в угол места вводят поправку на кривизну Земли и рефракцию (преломление) радиолокационного луча. Тогда действительный угол места радиозонда над поверхностью земли

$$\varepsilon_u = \varepsilon + \delta\varepsilon_k - \delta\varepsilon_p, \quad (8)$$

где  $\delta\varepsilon_k$  - поправка в угол места на кривизну Земли,  $\delta\varepsilon_p$  - поправка в угол места на рефракцию радиолокационного луча.

Величины поправок зависят от дальности до радиозонда и его угла места.

Среднее отклонение  $\Delta\tau_i$  температуры воздуха от табличного значения находится по формуле

$$\Delta\tau_i = \frac{\Delta\tau_{i-1}(n_i - 1) + \Delta\tau_i}{n_i}, \quad (9)$$

где  $i$  - номер слоя атмосферы,  $n_i$  - коэффициенты, вычисляемые заранее для стандартных высот  $Y_i, Y_{i-1}$ ,  $\Delta\tau_i$  - среднее отклонение температуры воздуха в  $i$ -м слое (в диапазоне высот  $Y_{i-1}, Y_i$ ).

Заметим, что в отличие от величины  $\Delta\tau_i$  величина  $\Delta\tau_i$  есть среднее отклонение температуры воздуха в слое от поверхности земли до высоты  $Y_i$ .

Полученные значения  $\Delta\tau_i$  должны быть изменены на величину так называемой радиационной поправки. Величина этой поправки зависит от многих факторов: времени года, времени светлой части суток, географической широты, высоты подъема радиозонда и его вертикальной скорости. При ручных расчетах учитывают зависимость радиационной поправки только от высоты и вертикальной скорости радиозонда. В случае использования ЭВМ возможен учет и остальных факторов.

К обработке результатов измерений относятся также и расчеты значений метеозлементов на высотах, где по каким-либо причинам не были получены необходимые исходные данные, - так называемая экстраполяция метеорологических данных на высоте. Необходимость ее возникает в том случае, когда радиозонд не достиг требуемой высоты, а к моменту передачи бюллетеня нет возможности осуществить повторное зондирование. Следовательно, остается только по имеющимся данным определить значение метеозлементов на высотах, где зондирование проведено не было. При проведении этих расчетов используются специально полученные аналитические зависимости.

Как видно из приведенных соотношений, алгоритмизация и программирование на ЭВМ, задачи обработки метеоданных не представляют каких-либо

существенных трудностей. В то же время использование ЭВМ в данном случае позволяет получить значительный выигрыш во времени и повышает точность расчетов.

Оперативность вычислений особенно резко возрастает, если информация от РЛС поступает непосредственно в ЭВМ по автоматическим каналам связи. В этом случае отпадает необходимость переписывания результатов зондирования с бумажной ленты для передачи их по радио или телефонным линиям связи, первоначальной записи информации на пункте управления радистом (телефонистом), заполнения стандартных кодограмм и ввода их в ЭВМ. Конечно, при этом могут появляться также и дополнительные ошибки в информации.

Если в метеорологическом подразделении имеется аппаратура передачи и непосредственного ввода данных в ЭВМ, то время решения сокращается. Однако и в этом случае остаются промежуточные операции по расшифровке исходной информации на бумажной ленте РЛС, составлению кодограмм и вводу их в ЭВМ.

На примере обработки метеоданных особенно наглядно проявляется недостаток частичной автоматизации, когда каналы связи не замкнуты непосредственно на ЭВМ. Это может приводить к значительным задержкам во времени решения задач.

Наряду с чисто метеорологическим фактором, средним ветром, на качество прогнозирования большое влияние оказывает информация о параметрах мощности (силы) аварий на объектах ядерной энергетики либо о мощности боеприпасов.

В большинстве случаев одним из основных источников сведений о мощностных параметрах аварий на ядерных объектах или взрывов ядерных боеприпасов на сегодняшний день могут быть метеорологические посты, подразделения, службы.

Для определения параметров ядерных взрывов используются специальные подразделения, имеющие светотехнические, сейсмические, электромагнитные и другие средства и методы регистрации ядерных взрывов. Однако, как показывает опыт аварии на ЧАЭС такие средства и методы практически отсутствуют в штабах ГО, а те, которые имеются, обладают низкими: точностью, дальностью действия, разрешающей способностью и помехоустойчивостью.

В настоящее время основным способом определения мощности взрыва (аварии на ядерном объекте) является радиолокационный. При этом одной из задач воздушных войск является радиолокационное определение координат ядерных взрывов их видах и мощности.

Однако, как показывает опыт и практика войск, решение этой задачи невозможно выполнить с помощью радиолокационных станций. Они не обеспечи-

вают определение нижней границы радиоактивного облака, так как в большинстве случаев из таких облаков выпадают крупные радиоактивные частицы, которые создают радиоэхо, простирающееся до поверхностей земли. Вторым существенным недостатком радиолокационного метода определения мощности взрыва по характеру и параметрам наблюдаемой отметки на экранах РЛС является их помехоподверженность от непреднамеренных и создаваемых в ходе радиоэлектронной борьбы активных помех.

С увеличением расстояния до радиолокатора резко падает его разрешающая способность по угловым координатам. Диаграмма направленности системы РЛС становится настолько широкой, что не позволяет с удовлетворительной точностью измерять высоту и площади радиоэха.

Кроме того предельная дальность обнаружения радиоактивных облаков ограничивается лишь дальностью прямой радиовидимости. Это значит, что

наличие высоких местных предметов, объектов (здания, башни, горы, сопки) в районах вокруг радиолокатора создает углы закрытия, а значит не просматриваемые зоны. Самый существенный и большой недостаток применения радиолокаторов – большие экономические затраты.

Эти основные ограничения радиолокационного метода наблюдений обуславливают использование в эксплуатации относительно недорогих по стоимости метеорологических приборов и установок измерения высоты нижней границы облаков, таких как импульсно - световой измеритель высоты облаков "Проминь", лазерный измеритель высоты нижней границы облаков "ЛИНГО – 1М".

Таблица 3 ÷ Основные технические характеристики средств измерения параметров радиоактивных и химических облаков.

Основные технические характеристики	ПРОМИНЬ	ЛИНГО - 1М
Диапазон измерений высоты облаков, м	15 - 2000	30 - 1500
Погрешности измерений высоты (м) , в диапазоне: 15-100 м 100-500 м	±10 ±(0,02Н+8)	± (0,1Н+5) ± (0,1Н+5)
Время одного измерения (при плотных облаках и предварительно подготовленной аппаратуре), не более, с	15	5
Дистанция управления аппаратурой	До 10 км	50 м - 10 км
Напряжение питания, В	220 (50 Гц)	220 (50 Гц)
Потребляемая мощность, Вт, не более	350	200
Время развертывания, мин., не более	10	15
Масса блока управления и индикации, кг	2	8
Масса приемо - передающего блока, кг	70	14
Масса, кг	72	22
Диапазон рабочих температур, оС:	От -40 до +50	От -40 до +50

При использовании дистанционных приставок для управления измерители могут устанавливаться непосредственно в потенциально опасных районах, а съем данных производится на КП и ПУ штабов ГО на расстояниях до 10 км.

#### 4. ВЫВОДЫ

Знание и учет параметров ветра необходим на всех этапах деятельности служб гражданской обороны при выполнении задач защиты населения в случаях техногенных аварий на атомных станциях и других объектах представляющих экологическую угрозу выполнения в штабах гражданской защиты и МЧС.

Данные о ветровом режиме по слоям атмосферы – направление и скорость среднего ветра, а также па-

раметрах технических аварий является одним из главных параметров. Это инструмент не только эффективного и оперативного прогнозирования и оценки радиационной и химической обстановки, но и гарантия своевременной реализации необходимых мероприятий по защите населения и окружающей среды от последствий технических аварий, связанных с выбросом в атмосферу радиоактивных и СДЯВ.

Основное требование к метеорологическому обеспечению соответствующих органов Министерства по чрезвычайным ситуациям и штабов гражданской защиты - информация должна быть в реальном масштабе времени и репрезентативной по месту.

При нынешнем состоянии метеорологического обеспечения в полной мере удовлетворить это требование невозможно, что вызывает острую необходи-



мость автоматизации основных задач метеорологического обеспечения ГЗ. Только это может привести к успеху в борьбе за выигрыш времени. Преимуществом ЭВМ в данном случае являются высокие точности расчетов и существенно сокращается время решения задач.

Для добывания и реализации необходимого объема метеоинформации должны использоваться в комплексе все технические средства полученных метеоданных, в том числе имеющиеся измерители на новых принципах.

Важность и актуальность вопросов метеорологического обеспечения штабов ГО и МЧС обуславливает необходимость квалифицированного выполнения своих задач метеоспециалистами всех уровней не только в повседневных условиях, но и в условиях заражения СДЯВ и РАВ с одновременным проведением комплекса мер по собственной защите.

Реализация этих требований возможна путем введения в учебный процесс университета новой дисциплины: "Организация гидрометеорологического обеспечения гражданской обороны".

Для повышения эффективности мер по защите населения от последствий техногенных аварий целесообразно возбудить мотивированное ходатайство перед соответствующими инстанциями о введении метеорологических служб в штаты штабов в ГО городов, областей, страны и создания на их базе системы метеорологической защиты страны. Данные специалисты должны быть включены в госзаказ ОГЭКУ.

Учитывая особую значимость метеорологического обеспечения для защиты населения целесообразно создать в ОГЭКУ исследовательскую группу. В дальнейшем рамки проблемы могут быть расширены как по объектам защиты (Вооруженные силы и флот), так и по задачам (например: тушение лесных пожаров). Это сделает ОГЭКУ ведущим вузом в решении проблем гидрометеобеспечения.

Ввиду адекватности мероприятий по защите населения от последствий техногенных аварий и мероприятий по защите войск и населения от оружия массового поражения в качестве заказчика темы исследования могут быть МЧС, штаб ГО Украины и Министерство обороны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров В.А., Дружник А.А., Онойко В.Я. Сильнодействующие ядовитые вещества: Учебное пособие для войск и гражданской обороны. – М.: Воениздат, 1984. – 269 с.
2. Ковылин Г.Д. Защита населения и войск от последствий техногенных аварий, связанных с выбросом в атмосферу радиоактивных и химических веществ // Украинський гідрометеорологічний журнал. - 2011. – № 9. – С. 85–89.
3. Боровский Ю.В., Жаворонков Г.Н., Сердюков Н.Д. Гражданская оборона: Учебник для студентов педагогических инсти-

- тутов. – М.: Просвещение, 1991. – 222 с.
4. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации вооруженных сил / Под ред. Егорова И.П. – М.: Воениздат, 1992. – 488 с.
5. Коновалов С.П., Сузанский А.И., Хижко В.П. Оружие массового поражения: Учебное пособие – М.: Воениздат, 1976. – 205 с.
6. Калитаев А.Н., Живетьев Г.А., Желудков Э.И. Защита от оружия массового поражения / Справочник. – М.: Воениздат, 1984. – 269 с.
7. Учебно - методическое пособие по подготовке руководящего состава гражданской обороны / Под ред. Крутских Д.А.– М.: Воениздат, 1984. – 269 с.
8. Методика расчетов для оценки ядерной и химической обстановки / Под ред. Серегина В.В. – М.: Воениздат, 1977. – 89 с.
9. Карта офицера: Учебное пособие / Под ред. Чайко В.М. – М.: Воениздат, 1985. – 175 с.
10. Бабич В.К. Авиация в локальных войнах. – М.: Воениздат, 1988. – 207 с.
11. Технические средства метеорологической службы / Под ред. Егорова И.П. – М.: Воениздат, 1992. – 488 с.
12. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ и МРЛ-2 / Под ред. Слабковича Г.И. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 333 с.

#### REFERENCES

1. Vladimirov V.A., Druzhnik A.A., Onoyko V.Y. *Highly toxic substances*. Moscow, 1984. 269 p. (In Russian).
2. Kovylin G.D. Protection for the population and the troops against the impact of technological accidents related to emissions of radioactive and chemical substances into the atmosphere. *Ukr. gidrometeorol. ž.*, 2011, no 9, pp. 85-89. (In Russian).
3. Borovskiy Y.V., Zhavoronkov G.N., Serdyukov N.D. *Grazhdanskaya oborona* [Civil defense]. Moscow, Prosveshchenie. 1991. 222 p.
4. Egorov I.P. *Guidance on practical activities for meteorological squads of the aviation of the armed forces*. Moscow, 1992. 488 p. (In Russian).
5. Konvalov S.P., Suzanskiy A.I., Khizhko V.P. *Weapons of mass destruction*. Moscow, 1976. 205 p. (In Russian).
6. Kalitaev A.N., Zhivet'ev G.A., Zheludkov E.I. *Protection against weapons of mass destruction*. Moscow, 1984. 269 p. (In Russian).
7. Krutskikh D.A. *Teaching manual for civil defense leadership training*. Moscow. 1984. 269 p. (In Russian).
8. Seregin V.V. *Methods of calculation for the assessment of nuclear and chemical environment*. Moscow, 1977. 89 p. (In Russian).
9. Chayko V.M. *Karta ofitsera* [Officer's map]. Moscow. 1985. 175 p.
10. Babich V.K. *Aviation in local wars*. Moscow, 1988. 207 p. (In Russian).
11. Egorov I.P. *Technical means of meteorological service*. Moscow, 1992. 488 p. (In Russian).
12. Slabkovich G.I. *Manual for making observations and using data from radars MRL and MRL-2*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1974. 333 p. (In Russian).

**METEOROLOGICAL SERVICE  
FOR CIVIL DEFENSE TASKS**

**Kovylin G.D.**, Cand. Sci. (Military),  
**Bernikov I.S.**, senior lecturer,  
**Vasilishin V.N.**, senior lecturer

*Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

The place and role of meteorological service for solving problems of population protection against the impact of natural disasters, technological accidents and modern means of destruction (fires, explosions, and terrorist actions) are considered.

The shortcomings of the calculation technique and the radar method considered for computing of average wind and explosion (nuclear object accident) power are shown. The ways for solving this problem are developed. The importance and relevance of solving problems related to meteorological service for headquarters of the Civil Defense and the Ministry of Emergency Situations are emphasized, including the necessity of problem solving due to implementation of automatical data computation for meteorological service, development and installation of high-speed meteorological data processing facilities.

Proposals to improve the collection, processing and analysis of meteorological and upper-air data required for prediction and assessment of radiation and biological (bacteriological) environment in order to protect the population and the troops are presented.

**Keywords:** technological accidents, radioactive and chemical contamination, average wind speed, civil defense (protection).

**МЕТЕОРОЛОГІЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ  
ЗАДАЧ ЦИВІЛЬНОЇ ОБОРОНИ.**

**Г.Д. Ковилін**, к. військ. н.,  
**І.С. Берніков**, ст. викладач,  
**В.М. Василишин**, ст. викладач

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна,*

Розглянути місце і роль метеорологічного забезпечення в рішенні задач захисту населення від наслідків стихійних лих, техногенних аварій і сучасних засобів ураження (пожеж, вибухів, викидів, терористичних дій).

Представлені пропозиції по вдосконаленню збору, обробки і аналізу метеорологічних і аерологічних даних, необхідних для прогнозування і оцінки радіаційної і біологічної (бактеріологічної) обстановки, у цілях захисту населення і військ.

**Ключові слова:** техногенні аварії, радіоактивне і хімічне зараження, середня швидкість повітря, цивільна оборона (захист).

*Дата першого представлення: 04.08.2015  
Дата поступлення окончательной версии: 26.10.2015  
Дата опубликования статьи: 26.11.2015*

УДК 551.534.7

## ТЕПЛОВІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

Польовий А.М., *д.геогр.н.*,Божко Л.Ю., *к.геогр.н.**Одеський державний екологічний університет  
бул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, apolevoy.@tenet.ru*

Розглядаються в порівнянні показники термічного режиму за період 1986 – 2005 рр. та очікувані їх зміни, розраховані за трьома сценаріями змін клімату: GFDL-30 %, , - A1B, - A2 на період 2011 – 2050 рр. по території України. Відзначається очікуване більш раннє настання дат переходу температури повітря через різні межі навесні та більш пізнє восени, загальне підвищення середньої температури повітря, зростання сум температур та зміна амплітуди температур.

**Ключові слова:** зміна клімату, потепління, температура повітря, суми температур.

## 1. ВСТУП

Зміна клімату внаслідок глобального потепління є однією із проблем ХХІ століття. Вона характеризується різними проявами, серед яких провідними є зміна частоти та інтенсивності кліматичних аномалій та екстремальних (небезпечних) погодних явищ. За прогнозами провідних вчених та спеціалістів в найближчі десятиріччя зміни клімату за своїми розмірами та інтенсивністю будуть переважати ті тенденції, які спостерігались в останнє десятиріччя.

Підвищення приземної температури повітря в Північній півкулі спричинило різку міжрічну мінливість продуктивності сільського господарства. Виникла світова проблема забезпечення населення Землі продовольством. Вирішення цієї продовольчої проблеми є найважливішою, стратегічною задачею нового століття, вона є не тільки головною умовою існування населення Землі, але і вирішальним чинником соціальної стабільності окремих країн і світової спільноти в цілому.

В умовах зміни клімату через зростання потепління важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України є науково обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добиватися стійкого зростання величини і якості врожаю, підвищувати віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

## 2. ОПИС ЛІТЕРАТУРИ

Кліматичні зміни, що відбуваються протягом останніх десятиліть, не перестають хвилювати вчених. У зв'язку з цим, активніше розвиваються методи прогнозування глобальних змін клімату та їх можливих наслідків, серед яких на передній план виступають математичні методи моделювання атмосферних процесів [3].

Зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальних

середніх температур, яке спостерігається з середини ХХ століття, здебільшого спричинило підвищенням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини сучасних змін клімату, а також оцінити майбутні зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідники з 11 країн виконали чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану. Під час експерименту розраховувався клімат ХХ століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ). Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити ймовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв.

Майбутні викиди газів з парниковим ефектом (ПГ: вуглекислий газ CO<sub>2</sub>, метан CH<sub>4</sub>, закис азоту N<sub>2</sub>O, гідрофторвуглеці HFCs, перфторвуглеці PFCs, сірчаний гексафторид SF<sub>6</sub>, хлористі фторвуглеводні HCFCs, хлористі фторвуглеці CFCs, двооксид сірки SO<sub>2</sub>, оксид вуглецю CO, оксиди азоту NO<sub>x</sub> та неметанові леткі органічні сполуки NMVOC) є продуктом дуже складних динамічних систем, що складаються з таких визначальних факторів, як демографічний розвиток, соціально-економічний розвиток та технологічні зміни. Їх розвиток у майбутньому є дуже невизначеним. Сценарії являють собою альтернативні прогнози можливого розвитку подій у майбутньому, вони також є слушним засобом для аналізу того, яким чином визначальні фактори можуть впливати на показники майбутніх викидів, а також оцінки пов'язаних з ними невизначеностей. Вони сприяють аналізу змін клімату, включаючи моделювання клімату та оцінку наслідків, адаптацію та пом'якшення наслідків. Дуже мало ймовірною є можливість того, що траєкторія якогось єдиного викиду збіжиться з описаною у сценаріях.

Необхідність своєчасних та адекватних рішень проблем, зв'язаних зі змінами клімату, ініціювали інтенсивний розвиток фундаментальних та прикладних досліджень, які підтверджують, що зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися у

сьогоденні як незаперечний факт. спільнота. Для визначення причин змін клімату, які вже відбулися, та для оцінки майбутніх змін сучасна наукова спільнота переважно використовує чотири основних описових сюжетних лінії, для кожної з яких було розроблено різні сценарії з використанням різних концепцій моделювання. У кожній сценарній родині були розроблені два основних види сценаріїв, які не є незалежними один від одного. Загалом чотири сюжетних лінії надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей у чотирьох визначальних факторах а також охоплюють широкий діапазон очікуваних характеристик [1 – 4, 6 – 13].

Однією із переваг багатомодельного підходу є те, що всі сценарії охоплюють існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів парникових газів. Зі сценарних груп для характеристики майбутніх кліматичних змін найчастіше використовуються сценарні групи A1B, A2 [1].

### 3. ОПИС ОБ'ЄКТІВ І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для оцінки можливих змін клімату в Україні було використано 3 сценарії: «м'який» - *GFDL-30 %* - це сценарій з альтернативним кількісним визначенням збільшення викидів CO<sub>2</sub> в атмосферу на 30% [3], «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 використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [1, 4, 6, 7 - 10].

Одним із найпростіших методів відображення можливих змін у кліматичному режимі будь-якої метеорологічної величини є порівняння з минулими даними, зокрема, середніми багаторічними за базовий період. В даному дослідженні за базовий береться період з 1986 по 2005 р. у відповідності з агрокліматичним довідником України [1].

Коли розглядаються зміни клімату, то як критерії таких змін найчастіше використовуються тренди глобальних температур і опадів [4].

Аналіз тенденції впливу зміни клімату на теплові ресурси України виконано шляхом порівняння розрахованих за кліматичними сценаріями *GFDL-30 %*, *A1B*, *A2* показників та багаторічних за три періоди: 1986 – 2005 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. – перший період, 2031 – 2050 рр. – другий період.

Для характеристики теплових ресурсів були розраховані:

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

### 4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Розрахунки виконувались по окремих природно – кліматичних зонах України: Полісся, Лісостеп, Північний Степ, Південний Степ (табл.1).

Аналіз розрахунків показав, що за реалізації будь-якого сценарію змін клімату очікуватиметься зростання теплових ресурсів на території України. Зростання буде неоднозначним як за різними сценаріями, так і по різних природно - кліматичних зонах. Більш швидкими темпами зростання теплових ресурсів відбуватиметься в період з 2011 по 2030 р. В подальший період зростання теплових ресурсів продовжиться, але швидкість наростання тепла зменшиться. Крім того, в різних природно – кліматичних зонах України за різними сценаріями збільшення теплових ресурсів буде різним.

Найбільші відхилення всіх показників термічного режиму спостерігатимуться в усіх природно – кліматичних зонах України за умов реалізації сценарію *GFDL-30 %*. Так, дати переходу температури повітря через 0, 5, 10°C за цим сценарієм наставатимуть в обидва розрахункові періоди весною на місяць раніше, восени на 2 місяці пізніше від середніх багаторічних. В Поліссі та в Лісостеповій зоні в другий розрахунковий період, тобто з 2031 по 2050 р., від'ємних температур впродовж року не спостерігатиметься. В Степовій зоні впродовж всього року від'ємних температур не спостерігатиметься в обох розрахункових періодах. Тривалість періодів з температурами вище 0, 5 та 10°C в усіх природно – кліматичних зонах за цим сценарієм зросте по відношенню до середніх багаторічних на 50 – 60 днів і становитиме відповідно 365, 260 та 220 днів.

Зміна тривалості періодів з різними рівнями температури спричинить різне накопичення сум температур. Так, за сценарієм *GFDL-30 %* сума температур вище 0°C становитиме в Поліссі та Лісостеповій зоні 4500 – 4770°C, в Північному Степу - 5100°C, в Південному Степу - 5700°C. В разі реалізації сценаріїв *A1B* та *A2* теплові ресурси по всій території України теж зростатимуть, але темпи зростання будуть значно нижчими. Так, в Поліссі та в Лісостеповій зоні вони зростуть в порівнянні з середніми багаторічними на 200°C в перший розрахунковий період і на 300°C в другий.

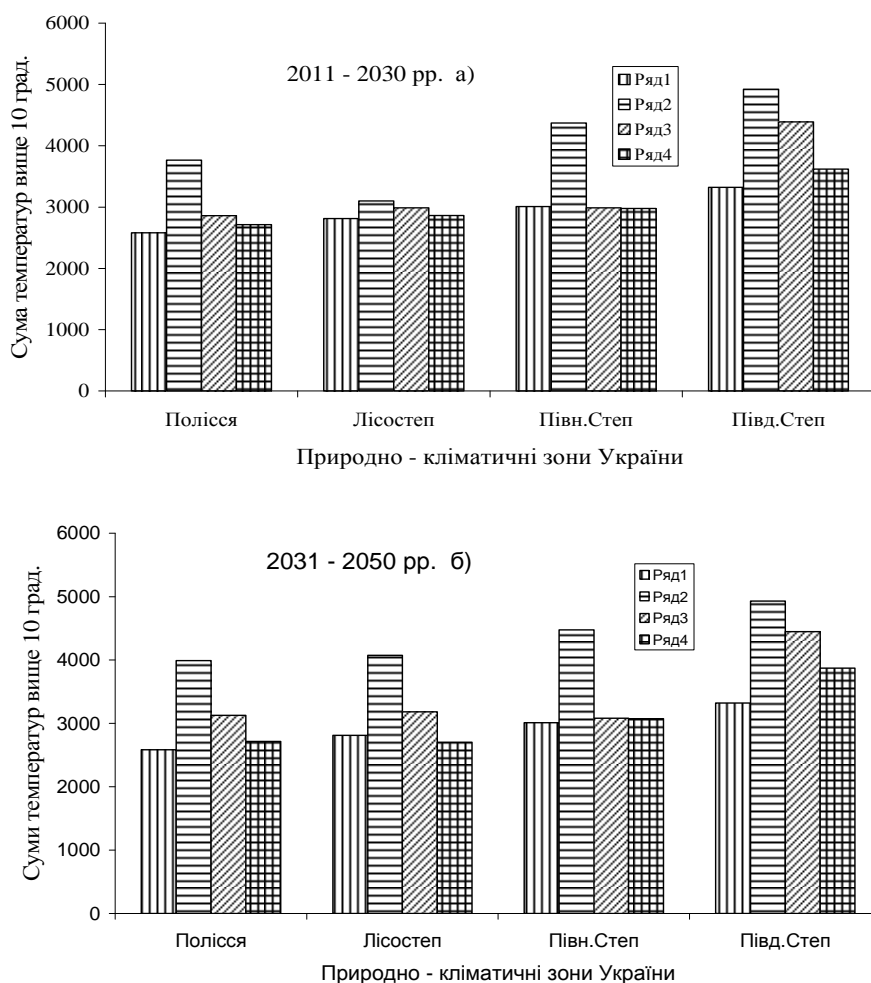
В Північному Степу в період до 2030 р. сума температур вище 0°C буде близькою до середніх багаторічних значень, а в період з 2031 по 2050 р. зросте більше як на 600°C за сценарієм *A1B* та на 200°C за сценарієм *A2*. Особливо різко зросте термічний режим Південного Степу, де суми температур за обома сценаріями зростуть в перший розрахунковий період майже на 1000 °C, в другий – на 1500 °C за сценарієм *A1B* і майже на 800°C за сценарієм *A2*.

Таблиця 1 - Порівняльна характеристика показників термічного режиму в Україні за період з температурами повітря вище 0 та 5 °С

Період	Дата переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурою		Суми активних температур, °С	
	Весна		Осінь		вище 0°C	вище 5°C	вище 0 °С	вище 5°C
	0°C	5°C	5 °С	0°C				
<b>Полісся</b>								
1986-2005pp.	26.02	6.04	26.11	29.10	272	206	3077	2861
Сценарій <i>GFDL-30</i> %								
2011-2030pp.	25.02	4.03	3.11	3.02	343	254	4453	4170
2031-2050pp.	-	2.03	20.11	-	365	263	4611	4238
Сценарій А1В								
2011-2030pp.	12.02	28.03	11.11	4.12	296	229	3356	3235
2031-2050pp.	26.02	24.03	8.11	7.12	284	218	3555	3415
Сценарій А2								
2011-2030pp.	21.02	23.03	4.12	1.11	282	218	3230	3057
2031-2050pp.	23.01	20.03	10.11	4.12	310	236	3356	3172
<b>Лісостеп</b>								
1986-2005pp.	3.03	31.03	27.10	21.11	265	212	3227	3136
Сценарій <i>GFDL-30</i> %								
2011-2030pp.	23.02	3.03	16.11	4.02	346	257	4655	4379
2031-2050pp.	-	1.02	25.11	-	365	270	4772	4456
Сценарій А1В								
2011-2030pp.	6.03	8.04	19.11	6.12	284	225	3450	3351
2031-2050pp.	6.03	28.03	6.11	8.12	286	243	3528	3393
Сценарій А2								
2011-2030pp.	28.02	25.03	4.11	27.11	272	225	3223	3151
2031-2050pp.	14.02	26.03	26.10	8.12	297	215	3227	3016
<b>Північний Степ</b>								
1986-2005pp.	6.03	1.04	30.10	21.11	262	213	3409	3356
Сценарій <i>GFDL-30</i> %								
2011-2030pp.	-	27.02	-	25.11	365	272	5116	4720
2031-2050pp.	-	10.02	-	8.12	365	242	4831	4476
Сценарій А1В								
2011-2030pp.	27.02	23.03	13.11	1.12	278	235	3450	3354
2031-2050pp.	17.02	18.03	18.11	1.01	317	245	4048	3895
Сценарій А2								
2011-2030pp.	21.02	20.03	2.11	1.12	284	226	3541	3366
2031-2050pp.	23.01	14.03	7.11	1.01	343	240	3642	3479
<b>Південний Степ</b>								
1986-2005pp.	19.02	21.03	11.11	3.12	287	236	3819	3690
Сценарій <i>GFDL-30</i> %								
2011-2030pp.	-	15.02	15.12	-	365	304	5788	5619
2031-2050pp.	-	10.02	13.12	-	365	308	5602	5304
Сценарій А1В								
2011-2030pp.	8.02	20.02	6.12	11.12	307	258	4971	4812
2031-2050pp.	-	12.02	15.12	-	365	280	5344	5123
Сценарій А2								
2011-2030pp.	14.02	20.03	2.11	9.12	300	223	4401	3366
2031-2050pp.	-	4.03	7.11	-	365	259	4693	3870

Таблиця 2 - Порівняльна характеристика показників термічного режиму в Україні за період з температурами повітря вище 10 та 15°C

Період	Дата переходу температури повітря через				Тривалість періоду з температурою		Суми активних температур, °C	
	Весна		Осінь		вище 10°C	вище 15°C	вище 10 °C	вище 15°C
	10°C	15°C	10°C	15°C				
<b>Полісся</b>								
1986-2005pp.	22.04	21.05	1.10	6.09	162	107	2582	1902
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>								
2011-2030pp.	25.03	25.04	26.10	5.10	217	163	3766	3174
2031-2050 pp.	22.03	24.04	23.10	8.10	215	167	3880	3190
Сценарій <i>A1B</i>								
2011-2030pp.	18.04	18.05	13.10	17.09	181	119	2820	2389
2031-2050pp.	13.04	22.05	20.10	20.09	190	121	3126	2250
Сценарій <i>A2</i>								
2011-2030pp.	18.04	24.05	10.10	5.09	172	119	2715	2045
2031-2050pp.	19.04	26.05	9.10	8.09	174	102	2715	1781
<b>Лісостеп</b>								
1986-2005pp.	19.04	7.05	3.10	9.09	168	115	2817	2113
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>								
2011-2030pp.	23.03	25.04	25.10	7.10	215	164	3936	3102
2031-2050 pp.	21.03	23.04	27.10	9.10	220	170	4073	3432
Сценарій <i>A1B</i>								
2011-2030pp.	28.04	25.05	20.10	28.09	175	126	2987	2389
2031-2050pp.	14.04	21.05	18.10	20.09	7	11	3183	2317
Сценарій <i>A2</i>								
2011-2030pp.	18.04	25.05	20.10	5.09	185	103	2843	1843
2031-2050pp.	19.04	24.05	7.10	8.09	171	106	2701	1951
<b>Північний Степ</b>								
1986-2005pp.	1.04	15.05	7.10	15.09	173	123	3010	2372
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>								
2011-2030pp.	17.03	24.04	11.11	24.10	226	174	4372	3714
2031-2050 pp.	9.03	23.04	7.11	20.10	242	180	4476	3784
Сценарій <i>A1B</i>								
2011-2030pp.	11.04	11.05	23.10	24.09	194	135	2987	2389
2031-2050pp.	9.04	15.05	16.10	29.09	189	142	350	2695
Сценарій <i>A2</i>								
2011-2030pp.	13.04	18.05	9.10	13.09	177	119	2976	2182
2031-2050pp.	15.04	17.05	8.10	19.09	176	126	3036	2275
<b>Південний Степ</b>								
1986-2005pp.	15.04	12.05	19.10	25.09	186	136	3322	2707
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>								
2011-2030pp.	9.03	24.04	28.10	13.09	233	183	4924	4113
2031-2050 pp.	5.03	23.04	24.10	19.09	237	181	4930	4069
Сценарій <i>A1B</i>								
2011-2030pp.	20.04	3.05	12.11	17.10	225	163	4340	3540
2031-2050pp.	27.03	20.04	6.11	18.10	198	180	4449	3804
Сценарій <i>A2</i>								
2011-2030pp.	8.04	13.05	26.10	6.10	200	145	3620	2905
2031-2050pp.	6.04	11.05	18.10	30.09	195	142	3870	3117



**Рис. 1** – Порівняльна характеристика сум температур за період з температурою вище 10 °С по природно – кліматичних зонах України. а) – період 2011 – 2030 pp., б) – період 2031 - 2050 pp. 1 – середні багаторічні 1986 – 2005 pp.; 2 – сценарій *GFDL 30%*; 3- сценарій *A1B*; 4 – сценарій *A2*.

Для сільськогосподарського виробництва важливі термічні показники після переходу температури повітря через 5 та 10°C. В разі реалізації сценарію *GFDL – 30%* підвищення сум температур вище 5°C відбуватиметься інтенсивніше в період до 2030 pp. В Поліссі і Лісостеповій зоні суми температур вище 5°C зростуть на 1200 – 1300°C, в Північному Степу – на 1400 – 1500°C, в Південному Степу - на 1900°C і становитимуть відповідно 4100, 4300, 4700 та 5600°C. В період з 2031 по 2050 р. темпи зростання сум температур стануть значно меншими і становитимуть в Поліссі, Лісостепу і Північному Степу всього на 100°C більше, ніж в перший розрахунковий період. В зоні Південного Степу в другий розрахунковий період сума температур зменшиться в порівнянні з першим розрахунковим періодом на 300°C і буде становити близько 5600°C.

За умов реалізації сценаріїв *A1B* та *A2* суми температур вище 5 °С підвищаться в обидва розрахункові періоди в порівнянні з середніми багаторічними даними в Поліссі та Лісостеповій зоні на 400 - 500°C. Слід відзначити, що особливо різкі зміни температурного режиму відзначатимуться в Південному

Степу. В період до 2030 р. суми температур вище 5 °С тут зростуть – на 1100°C за сценарієм *A1B*, за сценарієм *A2* – майже на 1500°C. В Північному Степу за обома сценаріями, а в Південному за сценарієм *A2* суми температур будуть близькими до середніх багаторічних значень.

Динаміка сум температур вище 10°C буде відрізнятися як в різні розрахункові періоди, так і по різних природно – кліматичних зонах (рис. 1).

В період з 2011 по 2030 р. значне підвищення сум температур спостерігатиметься в разі реалізації сценарію *GFDL 30%* в усіх природно – кліматичних зонах, окрім Лісостепу. В Поліссі очікувані суми температур вище 10°C зростуть до 3770°C, що майже на 1200°C вище від середньої багаторічної суми базового періоду, в Північному Степу ці суми становитимуть 4300°C, що вище від середніх багаторічних на 1300°C, в Південному Степу сума підвищиться до 4900°C, тобто перевищуватиме середню багаторічну на 1600°C. В Лісостеповій зоні очікувані суми температур будуть майже на рівні середніх багаторічних значень за трьома сценарними розрахунками (табл.2, рис.1).

Значно нижчі суми температур вище 10°C будуть спостерігатись в обидва розрахункові періоди за умови реалізації сценаріїв *A1B* та *A2*. Так, розрахунки за сценарієм *A1B* показали, що в Поліссі вони будуть вищі ніж середні багаторічні на 300°C в перший розрахунковий період та на 500°C в другий. За сценарієм *A2* впродовж періоду 2011 – 2030 р. сума температур вище 10°C буде о майже однаковою із середньою сумою базового періоду і становитиме 3150°C. В період з 2031 по 2050 р. ця сума незначно знизиться відносно середньої багаторічної. В Північному Степу за сценаріями *A1B* та *A2* суми температур вище 10°C в обидва розрахункові періоди будуть майже однаковими із середніми багаторічними сумами температур.

В Південному Степу за сценарієм *A1B* в перший і другий періоди суми температур вище 10°C становитимуть 4300 – 4400°C, що більш як на 1000°C перевищує суми базового періоду. За сценарієм *A2* збільшення сум температур буде повільнішим і становитиме в період до 2030 р. майже на 300°C більше від середньої багаторічної, а в період з 2031 по 2050 р. – на 500°C більше від середньої багаторічної.

Як видно із табл.2 та рис.1 найбільші відмінності в сумах температур під впливом змін клімату відзначатимуться в період з температурами вище 10°C за розрахунками по всіх сценаріях в зоні Південного Степу.

Розподіл сум температур за період з температурами повітря вище 10°C за сценарієм *A1B* представлено на рис.2. В полі рисунка наведені відмінності сум температур за сценарієм від середніх багаторічних сум базового періоду.

Аналіз середніх температур січня і липня та амплітуди температур показав, що більш суттєві зміни спостерігатимуться в значеннях середніх температур січня. За розрахунками по різних сценаріях зміни в

сценарію *GFDL 30%* будуть відзначатися значними підвищеннями середньої температури в січні до позитивних значень в усіх природно – кліматичних зонах.

У Поліссі та Лісостеповій зоні в обидва розрахункові періоди очікуватимуться середні температури січня 2,6 – 3,7°C, що більше як на 6°C вище від середньої багаторічної температури. В Північному та Південному Степу ці показники будуть відповідно 5,2 та 7,0°C, що на 9°C вище за середню температуру січня базового періоду. Такі ж зміни середньої температури січня спостерігатимуться в Північному Степу і за сценарієм *A1B*.

Розрахунки за сценаріями *A1B* та *A2* показують, що по природно – кліматичних зонах України динаміка зміни температури січня буде мати протилежне значення. Особливо це помітно для Лісостепової зони, де в період до 2030 р. за сценарієм *A1B* середня температура січня очікуватиметься нижчою від середньої багаторічної на 2°C, в період з 2031 по 2050 р. - близькою до середньої багаторічної. За сценарієм *A2* динаміка зміни температури в січні подібна, але значення її будуть інші. В період до 2030 р. вона буде нижче від середньої багаторічної і становитиме -4,2°C. В період з 2031 по 2050 р. буде спостерігатись підвищення середньої температури січні в порівнянні з середньою базовою температурою в Лісостеповій зоні майже на 4°C, в Північному Степу – на 3°C, в Південному Степу - на 4 – 5°C (табл.2).

Середня багаторічна температура в липні по території України коливалась від 19,4°C в Поліссі до 23,7°C в Південному Степу. Розрахунки за сценаріями *GFDL 30%* та *A1B* показали, що температури в липні в період до 2030 р. будуть близькими до середніх багаторічних значень тільки в Поліссі та в Лісостеповій зоні. В Північному і Південному Степу вони зростуть відповідно на 0,9 та 0,4°C.

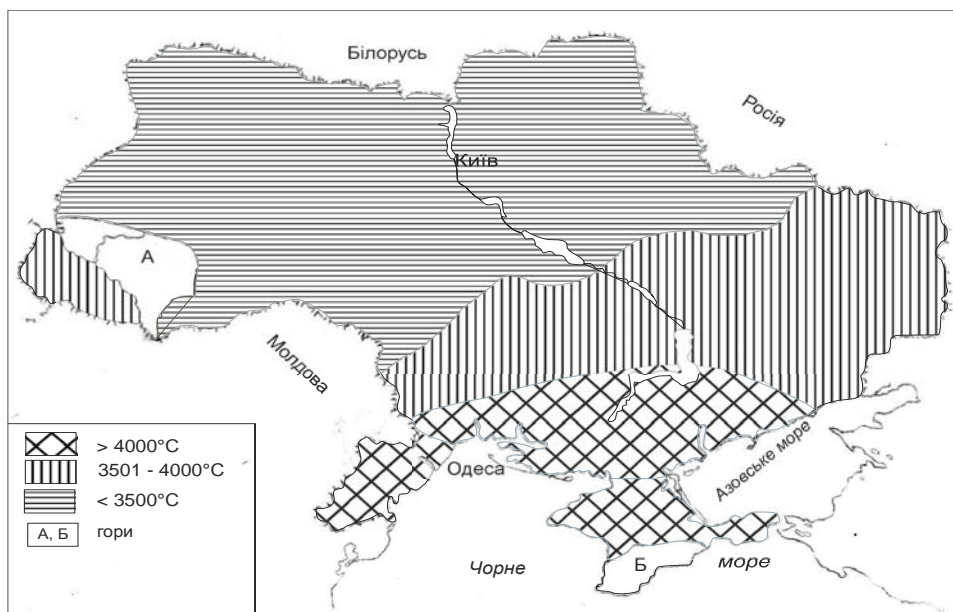


Рис. 2. – Розподіл по території України сум температур вище 10 °С, розрахованих за сценарієм *A1B* на період до 2050 р.



За сценарієм *A2* в перший розрахунковий період середні температури в липні будуть нижчими ніж середні багаторічні і коливатимуться від 18,2°C в Поліссі до 22,5°C в Південному Степу. В період з 2031 по 2050 р. за цим сценарієм середні температури повітря в липні теж будуть нижчими, ніж середні багаторічні і відхилення будуть становити 0,8°C в Поліссі, 1,5°C - в Лісостеповій зоні, 2°C - в Північному Степу. В Південному Степу середня температура липня буде близькою до середньої температури базового періоду.

Відповідно зі змінами середніх температур січня і липня зміниться і амплітуда температур по природно – кліматичних зонах. В усіх зонах, окрім Лісостепу, у зв'язку зі значним підвищенням середньої температури січня і незначним підвищенням середньої температури повітря в липні амплітуда температур зменшиться в порівнянні з середньою багаторічною за усіма сценаріями. Тільки за сценарієм *A1B* в перший розрахунковий період вона підвищиться до 25,9°C в Лісостеповій зоні, що на 2°C вище від середньої багаторічної.

## 5. ВИСНОВКИ

Порівняння розрахунків теплових ресурсів природно – кліматичних зон України, розрахованих за різними сценаріями, дозволяє зробити висновок, що за умов реалізації будь – якого із використаних сценаріїв теплові ресурси зростуть. Це може призвести до переміщення північних кордонів природно – кліматичних зон України, що дозволить переглянути розподіл посівних площ теплолюбних культур.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Агрокліматичний довідник по території України. /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбіді, А.Л. Прокопенко. – Кам'янець-Подільськ, 2011. – 107 с.
- Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 694 с.
- Израэль Ю.А. Последствия изменения климата для России // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. / [Ю.А. Израэль, Ю.А. Антохин и др.] – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
- Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. / С.В. Краковська, Л.В. Паламарчук, І.П. Шедеменко, Г.О. Дюкель, Н.В. Гнатюк // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
- Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. / В.Ф. Логинов – Минск: Наука і техніка, 1992. – 320 с.
- Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. / Под ред. С.М. Семенова.-М., 2012. -511 с.
- Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур /А.Н. Полевой – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
- Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія. / Польовий А.М. –Одеса.:»ТЕС», 2012.- 635 с.
- Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов /А.М. Тарко. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.
- Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рашуна, І.В. Трохимової. – К: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998.- 208 с.
- Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 94 p. (Eds: Solomon S.D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K.B. Averyt M. Tignor and H.L. Miller ).
- Jacob D., B.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang. A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. Meteor. Atm., 2001, no. 77, pp. 61-73.
- Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report , 1996, no. 218.

## REFERENCES

- Adamenko T.I., Kul'bida , Prokopenko A.L. Agroklimatichnyy dovidnyk po terytorii' Ukrainy [An agroclimatic reference book is for territories of Ukraine]. Kam'janec'-Podil's'k, 2011. 107 p.
- Stepanenko S.M., Pol'ovij A.M.. Ocinka vplyvu klimatichnyh zmin na galuzi ekonomiky Ukrainy.[ An estimation of influence of climatic changes on industry of economy of Ukraine]. Odesa: Ekologija, 2011. 694 p.
- Israhel Ya, Antokhin Ya. etc. Sostojanie i kompleksnyi monitoring prirodnoi srody i klimata. Predely izmerenie. [The State and complex monitoring of natural environment and climate. Limits of changes. Moscow: Science, 2001, pp. 40-64.
- Krakov's'ka S.V., Palamarchuk L.V., Shedemenko I.P., Djukel' G.O., Gnatjuk N.V. Nauk. praci UkrNDGMI. – Scientific proc. of USRGMI, 2008, no. 257. pp. 42-60.
- Lohynov V.D. Causis et consequentibus klymatycheskyh mutatiories. [Causes and effects of climatic changes]. Minsk: Navuka tshnika, 1992. 230 p.
- Semenov S.M. (Ed.). Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlia fizicheskikh i biologicheskikh sistem [Methods of estimation of consequences of change of climate for physical and biological systems]. Moscow, 2012. 511 p.
- Polevoy A.N. Teoriya i raschet produktivnosti selskohoziaystvennyh kultur [Theory and calculation of the productivity of agricultural cultures ]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. 175 p.
- Pol'ovij A.M. Sil's'kogospodars'ka meteorologija.[Agricultural meteorology]. Odesa.:TES, 2012. 635 p.
- Tarko A.M. Antropogennyye izmeneniia globalnyh biosferynyh processov [Anthropogenic changes of global biosphere processes]. Moscow: FYZMATLYT, 2005. 231 p.
- Vasyl'chenko V., Rashhun M.V., Trohymova I.V.. Ukrain'a ta global'nyj parnykovyj efekt. Knyga 2. Vraz-lyvist' i adaptacija

- ekologicznych ta ekonomicznych system do zmiany klimatu.[Ukraine and global hotbed effect. Book 2. Impressionability and adaptation of the ecological and economic systems to the change of climate]. Kiiiv: Agentstvo z racional'nogo vykorystannja energii' ta ekologii', 1998. 208 p.
11. Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 94 p. (Eds: Solomon S.D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K.B. Averyt M. Tignor and H.L. Miller ).
  12. Jacob D., B.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang. A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. Meteor. Atm., 2001, no. 77, pp. 61-73.
  13. Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report , 1996, no. 218.

## ТЕПЛОВЫЕ РЕСУРСЫ УКРАИНЫ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Полевой А.Н., *д. геогр. н.*,  
Божко Л.Е., *канд. геогр. н.*

*Одесский государственный экологический университет  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, apolevoy.@tenet.ru*

Рассматриваются в сравнении показатели термического режима за период 1986 – 2005 гг. и ожидаемые их изменения, рассчитанные по трем сценариям изменения климата GFDL-30 %, - A1B,- A2 на период 2011 – 2050 гг. по территории Украины. Отмечается ожидаемые более ранние даты перехода температуры воздуха через различные пределы весной и более позднее их наступление осенью, общее повышение средней температуры, сумм температур и изменение амплитуды температур.

**Ключевые слова:** изменение климата, потепление, температура воздуха, суммы температур.

## THERMAL RESOURCES OF UKRAINE IN THE CONDITIONS OF CLIMATE CHANGE

Pol'ovyi A.M., *Dr. Sci. (Geogr.), prof.*,  
Bozhko L.Yu., *Cand. Sci. (Geogr.)*

*Odessa State Environmental University  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

Climatic changes that take place during the last decades entailed a global rise in temperature of climate. In connection with it more active the methods of prognostication of global changes develop and them possible consequences, a modern scientific association is for the estimation of future changes mainly uses four threads of story, for each of witch different scenarios were developed witch the use different conceptions of design. In the offered article this article offers comparative analysis of the thermal regime figures from 1986 to 2005, and outlines expectations for their change, calculated for the territory of Ukraine, 2011-2050, in accordance with three scenarios of climate change: GFDL-30%, A1B, and A2. Among these expectations are earlier dates for air temperatures transitioning between ranges in the spring, as well as later dates in the fall, general increase in mean air temperatures, growth in temperature sums, and changes in temperature amplitudes.

**Keywords:** climate change, global warming, air temperatures, temperature sum.

*ата першого подання.:25.05.2015*

*Дата надходження остаточної версії : 30.06.2015*

*Дата публікації статті : 26.11.2015*

УДК: 504.064.4

## ВІДХОДИ РОСЛИННИЦТВА У СІЛЬСЬКОМУ ГОСПОДАРСТВІ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ: ПЕРСПЕКТИВИ ДЛЯ ВИРОБНИЦТВА БІОГАЗУ

**Г.В. Бінковська**, ст. інспектор міжнародного відділу  
**Т.П. Шаніна**, к.х.н., доцент кафедри прикладної екології

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, [anna.binkovska@gmail.com](mailto:anna.binkovska@gmail.com)*

У роботі описується проблема утворення рослинних залишків у сільському господарстві районів Одеської області, що виникає внаслідок збору та переробки врожаю. Рослинні відходи складають значну кількість та підлягають утилізації. Розглядається метод анаеробного зброджування як найбільш доцільний шлях їх переробки, що дозволяє одержати цінне органічне добриво з високим вмістом поживних речовин і високоенергетичний біогаз.

**Ключові слова:** рослинні відходи, анаеробне зброджування, органічне добриво, поживні речовини, поновлювана енергія, біогаз.

### 1. ВСТУП

Рослинництво Одеської області займає значну частку у загальному виробництві рослинної сільськогосподарської продукції країни. Сприятливі кліматичні умови і родючі землі забезпечують можливість одержання високих врожаїв зернових та інших видів сільськогосподарських культур. Обсяги виробництва продукції рослинництва демонструють щорічне зростання: за даними Головного управління статистики в Одеській області у 2011 р. обсяг виробництва продукції рослинництва у порівнянні з 2010 р. збільшився на 11,4%, у тому числі у сільськогосподарчих підприємствах – на 8,2%, у господарствах населення – на 14,9% [1]. Зростання обсягів виробництва тісно пов'язано з утворенням значної кількості відходів збору та переробки врожаю сільськогосподарських культур, з використанням та утилізацією органічних відходів, які утворюються внаслідок процесів збору і переробки, що загалом становить значну проблему для підприємств аграрного сектора.

Напрямок сучасного розвитку сільського господарства Одеської області у контексті реалізації поставлених задач [2] виявляє необхідність впровадження нових підходів до процесів виробництва продукції рослинництва. На цей час практика поводження з рослинними відходами передбачає переважно їх складування на відкритих майданчиках та спалення залишків збору врожаю на полях, що сприяє загубленню поживних речовин рослинної біомаси і значною мірою забруднює атмосферне повітря шкідливими речовинами. [3]. Утворення первинних відходів рослинного походження у сільському господарстві Одеської області складає значний об'єм та містить залишки від збору врожаю, соломі зернових та інших культур, відходи виробництва соняшнику та кукурудзи на зерно (стебла, стрижні, кошики та ін.). Виробництво зернових і зернобобових культур в Одеській області має тенденцію до щорічного зростання: за офіційними статистичними даними збільшення об'ємів склало від 2808 тис.т (2006 р.) до 2928,7 тис.т (2010 р.), що дозволило області посісти друге місце у загальному рейтингу регіонів України.

Зростаюча кількість рослинних відходів потребує нових підходів до їх утилізації. З метою оцінки утворення рослинних відходів основних сільськогосподарських культур, що виникають як залишки внаслідок збору врожаю, розраховані та отримані дані з їх кількості. Проведено аналіз можливостей використання відходів рослинного походження у якості сировини для виробництва біогазу на підприємствах сільського господарства Одеської області, виконано розрахунок прогнозних об'ємів біогазу.

### 2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Щорічно у АПК України створюється 109 млн.т відходів, з яких 49 млн.т утилізуються неефективно, 60 млн.т використовуються з метою подальшої переробки. Тільки 1 млн.т з перероблених відходів трансформуються у теплову та електричну енергію, залишок у 59 млн.т використовується як добриво для поліпшення якості ґрунту, устілки у стійлах та кормів для тварин і птахів. З 49 млн.т невикористаних відходів майже 20 млн.т можна спрямувати на реалізацію економічно оправданних проектів з виробництва енергії [4]. Нераціональне використання рослинних залишків призводить до щорічних втрат значної кількості біомаси, об'єми якої в Одеській області мають тенденцію до зростання. Збільшення кількості рослинної біомаси здійснюється у процесі збору врожаю, коли зернова частина культури відділяється від стеблової, а частина соломи залишається у вигляді стерні в полі.

Раніше в Україні широко застосовувалася стіжкова технологія збирання соломи, а на сьогоднішній день найбільш розповсюдженою є потокова технологія [5]. Згідно з останньою, зернозбиральний комбайн подрібнює соломі у січку, яка накопичується у вантажному причепі, після чого солома переміщується до місця зберігання, скиртується і зберігається у великих стогах, як правило не накритих, що призводить до її надмірного зволоження внаслідок опадів. Іншим варіантом потокової технології є розкидання подрібненої соломи по полю. Валкова технологія збирання соломи передбачає можливість подальшого пакуван-

ня, після чого пакована солома може зберігатися під навісом або у закритому сховищі, що дозволяє захистити її від зволоження та забруднення. Зібрана солома зернових культур використовується за різними напрямками: на потреби тваринництва (підстилка та грубий корм худобі), як органічне добриво, для вирощування грибів у закритому ґрунті, а також на енергетичні потреби (спалювання в котлах, виробництво гранул/брикетів). Невикористаний залишок, який загалом становить доволі великий об'єм, часто спалюється на полях, незважаючи на те, що такий спосіб є офіційно забороненим в Україні і шкідливим для навколишнього середовища та ґрунту.

Виробництво сільськогосподарської продукції є достатньо енергоємним, а процеси модернізації підприємств потребують значних капіталовкладень, що не завжди можливо в умовах економічної та політичної кризи в країні. Енергетична залежність від традиційного викопного палива, його висока вартість та проблемний видобуток у результаті виснажених природних ресурсів потребує пошуку нових рішень в забезпеченні альтернативними джерелами енергії. В іноземних країнах рослинні сільськогосподарські відходи доволі розповсюджено застосовуються у Європі та Північній Америці для виробництва твердого біопалива: виробництво гранул із соломи є у Литві (Baltic Straw), Великій Британії (Straw Pellets Ltd), Естонії (BJ TOOTMISE OÜ), Польщі (Widok Energia S.A.), Канаді (Semican), США (PowerStock), брикети з соломи – в Естонії (BaltPellet OÜ), Данії (C.F. Nielsen A/S), Канаді (Omtec), Литві (Baltic Straw) та ін. Американські компанії Next Step Biofuels, Pellet Technology USA та PowerStock пропонують на реалізацію гранули з відходів виробництва кукурудзи на зерно [5].

Сучасним перспективним напрямком поводження з сільськогосподарськими відходами з мінімальним шкідливим впливом на навколишнє середовище є здобуття біогазу, використання якого може частково або повністю забезпечити енергетичну автономію ферми чи будь-якого іншого сільського господарства, особливо при організації замкнутого виробничого циклу. Процес анаеробної ферментації рослинної біомаси є цілком природним і відбувається у біогазових спорудах за рахунок життєдіяльності мікроорганізмів, при якому у кінцевому циклі утворюється біогаз та високопоживна речовина – органічно-мінеральне добриво з великим вмістом корисних речовин. У Європі використанню біомаси у якості сировини для здобуття біогазу приділяють значну увагу та планують збільшити вміст його видобутку з енергетичних культур: у Німеччині за останні 10 років спостерігається інтенсивне зростання відсотка рослин у сільському господарстві, 35 % цього потенціалу планується засвоїти до 2020 року [6].

### 3. ОБ'ЄКТ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Територія Одеської області займає площу 33,31 тис.км<sup>2</sup> та складається з 26 адміністративних районів, де, за офіційними статистичними даними

2010 р. [7], розташовано 6901 діючих сільськогосподарських підприємств, а площа сільськогосподарських угідь у користуванні підприємств та населення становить 2217,6 тис.га. Обсяги виробництва сільськогосподарської продукції в Одеській області, згідно з загальним рейтингом регіонів України, займають 7 місце в загальному виробництві: валовий продукт сільськогосподарських підприємств станом на 2010 р. становить 2007,6 млн.грн. Рослинництво Одеської області складається з багатьох видів сільськогосподарських культур, основними з яких є зернові та зернобобові культури, кукурудза, соняшник, картопля тощо. Для проведення аналізу офіційних статистичних даних з основних сільськогосподарських культур за період 2006-2010 рр. було відібрано шість основних культур, які розповсюджені до вирощування у районах області: пшениця, ячмінь, овес, кукурудза, картопля, соняшник, що дозволило оцінити динаміку утворення органічних відходів рослинного походження в районах за вказаний період. В дослідженні застосовувалася методика програмування та прогнозування продуктивності польових культур, яка враховує основні фактори і показники, що дозволяє отримати дані з продуктивності різних сільськогосподарських рослин: засвоєння сонячної енергії посівами, стандартна вологість, значення співвідношення плодів чи зерна до листостеблової продукції. Для розрахунку показників створення сухої біомаси сільськогосподарських культур [8] використовувалися дані з валового збору основних видів сільськогосподарських рослин. Кількість утворюваного біогазу з сировини рослинного походження визначалася з врахуванням даних окремо по кожному виду рослин [9]. Розрахунки виконувались за допомогою геоінформаційної системи „Поводження з сільськогосподарськими відходами в Одеській області” [10], яка має такі структурні елементи: інтерактивну контурну карту районів Одеської області; базу даних з картографічною і атрибутивною інформацією щодо ресурсів біогазу в районах області; ГІС-додаток для обробки та наочного представлення інформації геобазу. Використання об'єднаної роботи баз даних з просторовим аналізом у ГІС-системі дозволяє використовувати її у широкому спектрі завдань.

### 4. ОПИС ТА АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Утворення рослинних відходів в районах Одеської області відбувається внаслідок залишків від збору та переробки врожаю сільськогосподарських культур, найбільшу частку з яких складають такі культури: пшениця, ячмінь, кукурудза, соняшник, картопля, овес. Окремо для кожної з культур розрахована кількість відходів рослинної біомаси за період з 2006 по 2010 рік по всіх 26 районах Одеської області, результати зведені у табл. 1. Слід відзначити, що кількість утворення рослинних відходів по районах нерівномірна, залежить від щорічних показників валового збору та за досліджуваний п'ятирічний період склала від 3954 до 7926 тис. т.

Значні об'єми рослинних відходів, які щорічно

**Таблиця 1** – Кількість первинних рослинних відходів основних сільськогосподарських культур (пшениця, ячмінь, овес, кукурудза, соняшник, картопля) в Одеській області за 2006-2010 рр., тис.т

Райони Одеської області	2006 р.	2007 р.	2008 р.	2009 р.	2010 р.
Ананьївський	193	97	232	177	200
Арцизький	342	199	385	296	352
Балтський	241	157	334	197	249
Білгород-Дністровський	390	370	506	444	446
Біляївський	299	206	349	290	321
Березівський	342	167	424	383	449
Болградський	278	163	411	232	289
Великомихайлівський	244	169	277	205	240
Іванівський	216	175	287	206	265
Ізмаїльський	305	153	338	193	272
Кілійський	218	135	303	235	251
Кодимський	154	84	238	150	217
Комінтернівський	333	186	343	280	299
Котовський	190	113	271	205	245
Красноокнянський	217	109	309	218	255
Любашівський	203	108	229	206	234
Миколаївський	211	122	215	180	187
Овідіопольський	156	116	173	159	159
Роздільнянський	239	169	289	231	232
Ренійський	91	48	120	66	72
Савранський	127	79	152	134	147
Саратський	354	261	426	378	422
Тарутинський	304	202	383	299	408
Татарбунарський	284	151	391	296	342
Фрунзівський	145	60	167	117	159
Ширяївський	322	154	374	282	351
Всього:	6399	3954	7926	6057	7062

створюються в Одеській області у процесі збору та переробки сільськогосподарських культур, є цінними поновлюваними джерелами поживних речовин і енергії, при використанні яких можливо значно збільшити врожайність культур, родючість ґрунтів та забезпечити енергонезалежність і енергоефективність як окремих сільськогосподарських підприємств, так і агропромислових комплексів. Переробка рослинних відходів методом анаеробного зброджування дозволяє зберегти цінні поживні речовини і трансформувати їх у найбільш засвоювану форму. Органо-мінеральне добриво з високим рівнем гуміфікації органічної речовини збалансовано за вмістом біологічно активних речовин і мікроелементів: при внесенні у ґрунт відбувається активізація азотфіксуючих процесів, поліпшуються фізико-механічні властивості ґрунту, збільшується врожайність на 30-50%. В результаті проведених нами розрахунків на основі щорічного створення об'ємів рослинних відходів сільськогосподарських культур за п'ятирічний період одержані дані з вмісту корисних речовин в рослинній біомасі по культурах (на тис. т біомаси): для пшениці вміст N коливається від 12,9 до 30,6 т, NH<sub>4</sub>-N від 2,9 до 6,9 т, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> від 9 до 21,4 т, K<sub>2</sub>O від 8,4 до 19,9 т, MgO від 1,1 до 2,7 т; для кукурудзи: вміст N коливається від 0,4 до 2,9 т, NH<sub>4</sub>-N від 0,1 до 0,9 т, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> від 0,1 до 1 т, K<sub>2</sub>O від 0,4 до 3,3 т, MgO від 0,1 до 0,6 т;

для картоплі: вміст N коливається від 0,8 до 4,2 т, NH<sub>4</sub>-N від 0,3 до 1,4 т, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> від 0,5 до 2,6 т, K<sub>2</sub>O від 0,9 до 4,3 т, MgO від 0,2 до 1,1 т. Для порівняння у 2011 році під посіви усіх сільськогосподарських культур в Одеській області було внесено мінеральних добрив (в поживних речовинах): азотних – 51,1; фосфорних – 8,11; калійних – 5,78 тис.т., або в сукупності на 1 га посівної площини 53 кг мінеральних добрив. Органічні добрива внесені під посіви у кількості 57,3 тис.т, або 100 кг на 1 га посівної площини [11].

Переробка відходів методом анаеробного зброджування дозволяє одержати високоцінні добрива і енергію у вигляді біогазу. При анаеробній ферментації відбувається перетворення біомаси за допомогою бактерій у безкисневому середовищі; в результаті цього процесу мінералізується азот, фосфор, калій та мікроелементи, що дозволяє добути з відходів рослинництва цінні органо-мінеральні добрива, а також утворюється енергоємний біогаз, у якому на частку метану припадає до 90% енергії, що міститься у вихідній сировині [12].

Нами виконано розрахунки енергетичного потенціалу рослинних відходів виділених основних видів культур, одержані результати у графічному вигляді відображені на рис. 1.

За період 2006-2010 рр. потенціал біогазу з відходів пшениці склав від 343,9 до 819,6 тис. т.у.п., ячменю від 174,9 до 589,3, вівсу від 1,2 до 10,7, кукурудзи від 34,9

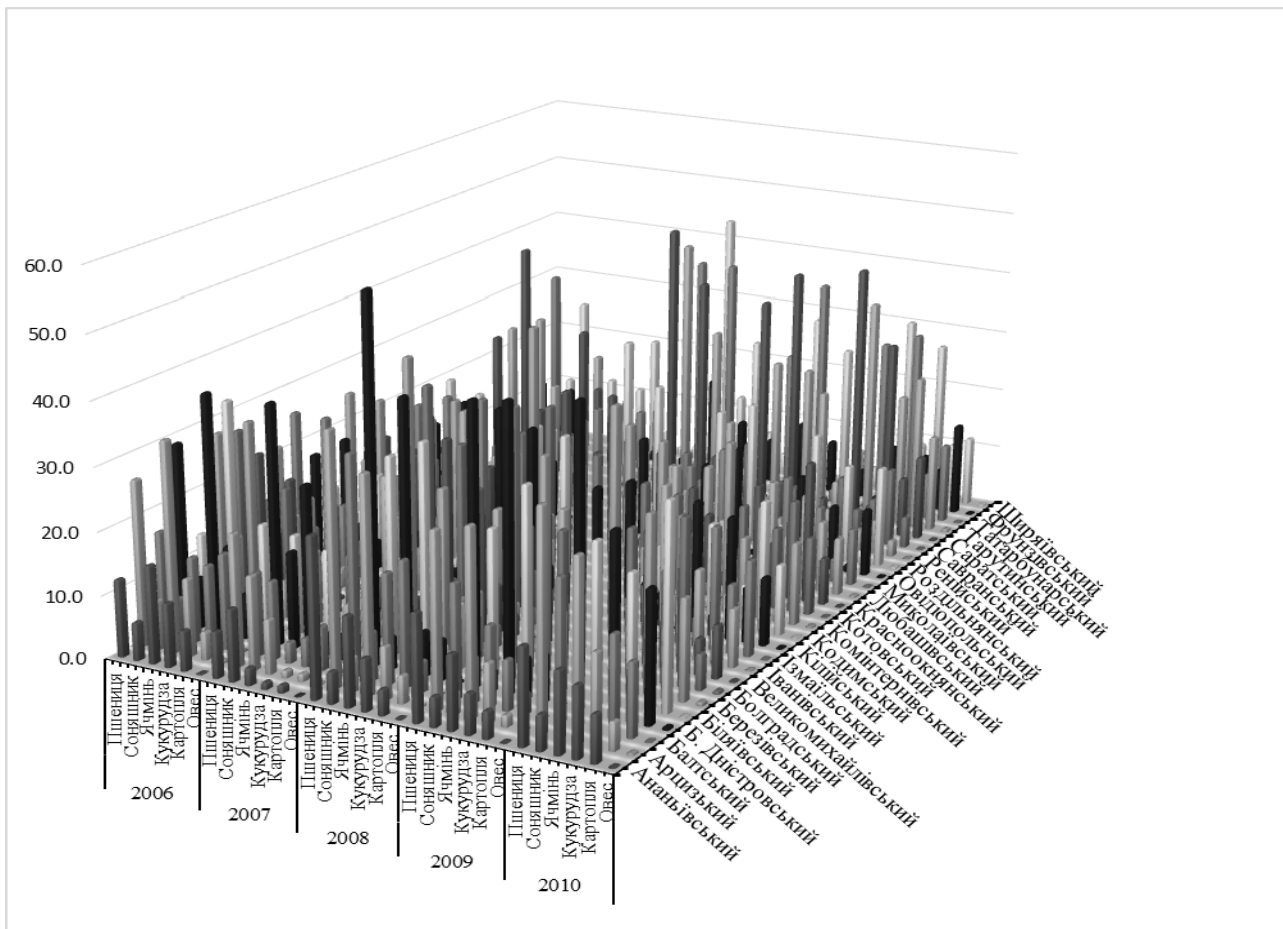


Рис. 1 – Потенціал біогазу з біомаси основних сільськогосподарських культур (пшениця, ячмінь, овес, кукурудза, сояшник, картопля) в Одеській області за 2006-2010 рр., тис. т.у.п.

до 280,3, картоплі від 62,9 до 310, сояшнику від 112,6 до 340,7 тис. т.у.п. У порівнянні, згідно статистичних даних, в районах Одеської області у 2010 р. було використано 102 тис. т.у.п. котельно-пічного палива, теплоенергії 57,9, електроенергії 44,5, бензину 29,2, дизпалива 87,2 тис. т.у.п.

При організації виробництва біогазу з рослинних відходів у сільськогосподарських підприємствах Одеської області можливо щорічно компенсувати потреби районів у перелічених видах енергоносіїв за рахунок постійно відновлюваних об'ємів біомаси, що є територіально поширеним джерелом альтернативної енергії в Одеській області.

## 5. ВИСНОВКИ

В результаті виконаних розрахунків з утворення рослинних відходів основних культур у сільському господарстві районів Одеської області за період 2006-2010 рр. можна зазначити тенденцію до щорічного збільшення їх об'ємів. Подальше зберігання рослинних залишків існуючими способами сприяє загубленню цінних поживних речовин та надмірному зволоженню сировини. Найбільш доцільним

шляхом їх переробки є анаеробний метод зброджування у біогазових реакторах, при якому кінцевими продуктами є високоцінні органічні добрива у концентрованому вигляді та біогаз з високим вмістом метану. Використання одержаних у кінцевому циклі концентрованих добрив забезпечить повертання у ґрунт необхідної кількості поживних речовин, що зумовить високу його родючість, необхідне живлення сільськогосподарських рослин та зниження потреб у внесенні додаткових мінеральних добрив. Враховуючи великі об'єми рослинних відходів і щорічне їх поновлення з кожним наступним врожаєм, переробка органічних відходів може також стати невичерпним джерелом ресурсів для біоенергетики в сільськогосподарських підприємствах районів Одеської області та підвищити ефективність господарювання.

Впровадження сучасних біогазових технологій у сільське господарство районів Одеської області з комбінуванням рослинної та тваринної сировини дозволить одержати підвищену концентрацію біогазу у кінцевому циклі [13], що в умовах енергетичної економії та пошуків нових альтернативних

джерел енергії надає змогу відійти від застарілих методів поводження з органічними відходами сільськогосподарських підприємств, забезпечити часткову або повну енергетичну незалежність від традиційних джерел енергії.

### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Офіційний сайт Головного управління статистики в Одеській області [Електронний ресурс] / Режим доступу: <http://www.od.ukrstat.gov.ua>. Дата звернення: 02.03.2015
2. Национальный план действий по охране окружающей природной среды на 2011-2015 гг. Раздел 2. [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://waste.ua/law/roz250511-577-p.html>. Дата обращения: 05.03.2015
3. Биньковская А.В., Шанина Т.П. Учет выбросов парниковых газов при выборе системы обращения с сельскохозяйственными отходами растительного происхождения в Одесской области / Материалы международной научно-практической конференции «Климат, экология, сельское хозяйство Евразии». – Ир.: Изд-во ИрГСХА, 2013. – 360 с.
4. Обращение с отходами агропромышленного комплекса: возможности для Украины. Консультативные программы IFC в Европе и Центральной Азии. Программа по стимулированию инвестиций в ресурсоэффективность. – К.: IFC, 2013. – 32 с.
5. Гелетуха Г.Г., Железна Т.А. Перспективи використання відходів сільського господарства для виробництва енергії в Україні. Аналітична записка БАУ № 7, 2014 / Біоенергетична асоціація України. Режим доступу: <http://www.uabio.org/activity/uabio-analytics>. Дата звернення: 15.03.2015
6. Floris van Foreest. Perspectives for Biogas in Europe. Oxford Institute for Energy Studies, NG 70. – 2012. – 54 p.
7. Сільське господарство України. Статистичний збірник за 2010 р. / за ред. Н.С. Власенко. Державна служба статистики України, 2011. – 384 с.
8. Каюмов М.К. Программирование продуктивности полевых культур: Справочник. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Росагропромиздат, 1989. – 368 с.
9. Веденев А.Г., Веденева Т.А. Руководство по биогазовым технологиям. – Бишкек: ДЭМИ, 2011. – 84 с.
10. Рольшиков В.Б., Биньковська Г.В., Шанина Т.П. Геоінформаційна система «Поводження з сільськогосподарськими відходами в Одеській області» / Авторське свідоцтво № 5791, реєстр. 29.12.2014 р.
11. Биньковская А.В., Шанина Т.П. Оценка обращения с отходами растениеводства в Одесской области // Международный журнал экспериментального образования; «Академия Естествознания», М.: 2013. - № 11, Ч. 1 – С. 186-187.
12. Лосюк Ю.А., Кузьмич В.В. Нетрадиционные источники энергии: учебное пособие. – МН.: УП «Технопринт», 2005. – 234 с.
13. Кучерук П.П., Матвеев Ю.Б., Ходаківська Т.В., Грабовський М.Б. Перспективи виробництва біогазу з сумішей гнійових відходів тваринництва та рослинної сировини в Україні // Пром. Теплотехніка. – 2013. - т. 35, № 1. – С. 107-113.
- for Environmental Protection 2011-2015]. Available at: <http://waste.ua/law/roz250511-577-p.html>. (accessed 5 March 2015).
3. Binkovska A.V., Shanina T.P. *Uchet vybrosov parnikovykh gazov pri vybore sistemy obrashcheniya s sel'skokhozyaystvennymi otkhodami rastitel'nogo proiskhozhdeniya v Odesskoy oblasti* [Account of greenhouse gas emissions under selection of the system for phytogenous agricultural waste treatment in the Odessa province]. *Materialy mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Klimat, ekologiya, sel'skoe khozyaystvo Evrazii»* [Proc. Int. Sc. Pract. Conference "Climate, ecology and agriculture of Eurasia"]. Irkutsk: ISAA Publ, 2013, pp. 213-218
4. *Obrashchenie s otkhodami agropromyshlennogo kompleksa: vozmozhnosti dlya Ukrainy. Konsultativnye programmy IFC v Evrope i Tsentral'noy Azii. Programma po stimulirovaniyu investitsiy v resursoeffektivnost'* [Agricultural waste management: opportunities for Ukraine. IFC Advisory Services in the Europe and Central Asia. Program to encourage investment in resource efficiency]. Kiev, 2013. 32 p.
5. Heletukha H.H., Zhelyezna T.A. *Perspektyvy vykorystannya vidkhodiv sil'skoho hospodarstva dlya vyrobnytstva enerhiyi v Ukraini*. Analitichna zapyska BAU No. 7. Bioenerhetychna asotsiatsiya Ukrayiny [Perspectives for use of the agricultural waste for energy production in the Ukraine. Analytical paper No. 7 of the Ukrainian Bioenergy Association], 2014. Available at: <http://www.uabio.org/activity/uabio-analytics>. Accessed: 15.03.2015
6. Floris van Foreest. *Perspectives for Biogas in Europe*. Oxford Institute for Energy Studies, NG 70, 2012. 54 p.
7. *Sil'ske hospodarstvo Ukrayiny. Statystychnyy zbirnyk za 2010 r. Derzhavna sluzhba statystyky Ukrayiny* [Agriculture of the Ukraine. Collected stat. articles 2010. State Statistics Service of the Ukraine]. Kyiv, 2011. 384 p. (Ed.: N.S. Vlasenko.)
8. Kayumov M.K. *Programmirovaniye produktivnosti polevykh kultur*: Spravochnik. 2-e izd., pererab. i dop. [Productivity programming of the field crops ], 2<sup>nd</sup> edition. Moscow, 1989. 368 p.
9. Vedenev A.G., Vedeneva T.A. *Rukovodstvo po biogazovym tekhnologiyam*. [Guide to Biogas technology]. Bishkek, 2011. 84 p.
10. Rolshchykov V.B., Binkovska H.V., Shanina T.P. *Heoinformatsiynaya sistema «Povodzhemya z sil'skohospodars'kyimi vidkhodamy v Odesskii oblasti»*. Avtors'ke sviidotstvo No. 57919, reyestr. 29.12.2014. [Geographic Information System "Agricultural waste treatment in the Odessa oblast". Certificate of authorship No. 57919, 2014].
11. Binkovska A.V., Shanina T.P. Otsenka obrashcheniya s otkhodami rasteniyevodstva v Odesskoy oblasti [Estimation of vegetable waste treatment system in the Odessa province]. *Mezhdunarodnyy zhurnal eksperimental'nogo obrazovaniya, «Akademiya Estestvoznaniya» - International Journal of Experimental Education: "Academy of Natural Sciences"*, 2013. no. 11, Part 1, pp. 186-187.
12. Losyuk Yu.A., Kuz'mich V.V. *Netraditsionnye istochniki energii* [Alternative energy sources]. Minsk, 2005. 234 p.
13. Kucheruk P.P., Matvieiev Yu.B., Khodakivska T.V., Hrabovskiy M.B. *Perspektyvy vyrobnytstva biohazu z sumishey hnoyovykh vidkhodiv tvarynnytstva ta roslynnoyi syrovyny v Ukraini* [Perspectives for biogas production from the manure mixture of animal waste and plant raw in the Ukraine]. *Prom. teplotekhnika - Industrial heat technology*, 2013, vol. 35, No. 1, pp. 107-113.

### REFERENCES

1. *An official site of the Statistic Department in the Odessa oblast*. Available at: <http://www.od.ukrstat.gov.ua> (accessed 2 March 2015).
2. *Natsional'nyy plan deystviy po okhrane okruzhayushchey prirodnoy sredy na 2011-2015 gg. Razdel 2*. [National Action Plan

## AGRICULTURAL PLANT RESIDUES IN THE ODESSA OBLAST: PERSPECTIVES FOR BIOGAS PRODUCTION

**Binkovska G.V.**, Senior Inspector of the Department of Foreign Relations  
**Shanina T.P.**, PhD (Chemistry), Assoc. Prof. of the Department of Applied Environmental Science

*Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

An area of the Odessa oblast includes 26 administrative districts with developed agricultural traditions. The productivity of main grain crops in the Odessa oblast comprises several million tons every year. Annually, the vegetable residues in the Odessa oblast upon harvesting make a significant amount. Biomass includes both nutritional and energy potential, which requires new approach in the storage and treatment. At the same time, the current problems with high cost of the traditional energy sources create various obstacles in the fields of agricultural activity.

Recently, considerable attention is focused on the process of biological conversion of the biomass to methane. Rising segment of biomass application in the energy strategies all over the world implies the need for greater accumulation of biomass resources to meet the demand.

The purpose of this publication is an assessment of vegetable biomass amount in the districts of the Odessa oblast, potential of nutrients and biogas energy generated from the biomass. The analysis corresponds to the search of new alternative energy resources and the rational use of organic biomass.

The agricultural biomass residues are the resource category with relatively high regeneration capacity. This property can be used for producing nutrient-rich organic fertilizers and high-energy biogas to compensate the traditional fossil fuel dependence.

The availability of agricultural biomass resources was found to demonstrate the great perspectives for the bioenergy sector, first of all in view of the adopted waste management strategies.

Keywords: vegetable waste, anaerobic digestion, organic fertilizer, nutrients, renewable energy, biogas.

## ОТХОДЫ РАСТЕНИЕВОДСТВА В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ: ПЕРСПЕКТИВЫ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА БИОГАЗА

**А.В. Биньковская**, ст. инспектор международного отдела  
**Т.П. Шанина**, к.х.н., доцент кафедры прикладной экологии

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016 Одесса, Украина,*

В работе описывается проблема образования растительных остатков в сельском хозяйстве районов Одесской области, возникающая в результате сбора и переработки урожая. Растительные отходы составляют значительные количества и подлежат утилизации. Рассматривается метод анаэробного сбраживания как наиболее целесообразный путь их переработки, что позволяет получить ценное органическое удобрение с высоким содержанием питательных веществ и высокоэнергетический биогаз.

**Ключевые слова:** растительные отходы, анаэробное сбраживание, органическое удобрение, питательные вещества, возобновляемая энергия, биогаз.

*Дата першого подання.: 23.03.2015*

*Дата надходження остаточної версії :30.04.2015*

*Дата публікації статті :26.11.2015*



УДК 635.5:633.16

## ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ТЕМПИ РОЗВИТКУ ЯРОГО ЯЧМЕНЮ В УКРАЇНІ

**А.М. Польовий**, д.геогр.н., проф.

**О.А. Барсукова**, к.геогр.н., доц.

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

Представлена характеристика агрокліматичних показників вирощування ярого ячменю по природно – кліматичних зонах України, їх зміна під впливом зміни клімату за двома сценаріями А2 та А1В. Виконана оцінка впливу змін клімату на темпи розвитку ярого ячменю.

**Ключові слова:** ярий ячмінь, фази розвитку, вегетаційний період, температура, опади, зміна клімату, вологозабезпеченість.

### 1. ВСТУП

Матеріали світової статистики показують, що сьогодні зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті. Дві нові обставини посилюють і раніше існуючу проблему із забезпеченням населення продовольством. Перша, помітне підвищення рівня платоспроможного попиту на продукти в густонаселених країнах – Китаї та Індії. Друга – розширення практики використання сільськогосподарських земель для виробництва біопалива. Ці дві важливі обставини в умовах скорочення світових запасів земельних угідь і невідновлених джерел енергії при раціональному регулюванні посівних площ ріпаку та соняшнику (які сьогодні, на жаль, недостатньо регулюються) створюють для України можливість стати одним із найбільших виробників сільськогосподарської продукції. Це пов'язано з тим, що хоча основні площі орних земель України знаходяться в зонах нестійкого і недостатнього зволоження, зміни клімату для рослинництва, особливо вирощування озимих культур та ранніх ярих культур, цілком можливо, скоріше позитивні, чим негативні.

В цих умовах важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково обгрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добитися стійкого зростання величини і якості урожаю, підвищити віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

### 2. МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для оцінки впливу можливих змін клімату в Україні на агрокліматичні показники було використано 2 сценарії: «помірний» - А1В, який передбачає рівновагу між усіма джерелами енергії, та «жорсткий» - А2, який передбачає невизначеності стосовно визначальних факторів і базується на використанні різних концепцій моделювання, які застосовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [1 – 6, 7, 9].

Одним із найпростіших методів відображення можливих змін у кліматичному режимі будь-якої метеорологічної величини є порівняння з минулими даними, зокрема, середніми багаторічними за базовий період. В цьому дослідженні за базовий береться період з 1986 по 2005 рр. у відповідності з агрокліматичним довідником України [1, 5].

Коли розглядаються зміни клімату, то як критерії таких змін найчастіше використовуються тренди глобальних температур і опадів [2, 8].

Аналіз тенденції впливу зміни клімату на темпи розвитку ярого ячменю в Україні виконано шляхом порівняння показників за базовий період (1986 – 2005 рр., середні багаторічні) і розрахованих за кліматичними сценаріями А1В, А2 показників за два періоди: 2011 – 2030 рр. – перший розрахунковий період, 2031 – 2050 рр. – другий розрахунковий період.

Слід зазначити, що вплив зміни клімату на темпи розвитку та формування продуктивності ярого ячменю розглядався за умов сучасної агротехніки вирощування сучасних сортів та гібридів.

### 3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ.

Аналіз динаміки агрокліматичних показників темпів розвитку ярого ячменю проведено на прикладі природно – кліматичних зон України (Полісся, Західний Лісостеп, Східний Лісостеп та Степ).

За умов реалізації сценаріїв змін клімату А2 та А1В, терміни сівби ярого ячменю і в перший і в другий періоди змістяться на більш ранні строки в усіх агрокліматичних зонах України, окрім Степу, де вони наставатимуть на 4 дні пізніше. Слід відзначити, що за сценарієм А2 в Поліссі вони наставатимуть раніше на 27 днів, в Західному Лісостепу та Східному Лісостепу відповідно на 7 та 10 днів, в Степу майже співпадатимуть з середніми багаторічними строками (1986-2005 рр.) (табл.1). За сценарієм А1В строк сівби наставатиме в Поліссі на 15 днів раніше від базового, в Західному і Східному Лісостепу відповідно на 7 та 13 днів.

Відповідно змістяться і строки появи сходів. В Поліссі сходи ярого ячменю за середніми багаторічними даними спостерігалися 30.IV, а за сценарієм

**Таблиця 1** - Фази розвитку ярого ячменю за середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценарієм зміни клімату А2 в періоди (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.)

Період	Посів	Сходи	Ко- лосіння	Воскова стиглість	Тривалість вегетацій- ного періоду, дні
<b>Сценарій зміни клімату А2</b>					
Полісся					
1986-2005	16.IV	30.IV	19.VI	19.VII	94
2011-2030	20.III	19.IV	15.VI	16.VII	118
Різниця	-27	-11	-4	-3	+24
2031-2050	21.III	17.IV	13.VI	16.VII	118
Різниця	-26	-13	-6	-3	+24
Західний Лісостеп					
1986-2005	7.IV	22.IV	13.VI	14.VII	98
2011-2030	5.IV	19.IV	15.VI	14.VII	100
Різниця	-2	-3	+2	-	+2
2031-2050	20.III	12.IV	11.VI	14.VII	116
Різниця	-18	-10	-2	-	+18
Східний Лісостеп					
1986-2005	16.IV	29.IV	15.VI	19.VII	94
2011-2030	13.IV	29.IV	16.VI	17.VII	105
Різниця	-3	-	+1	-2	+11
2031-2050	2.IV	20.IV	12.VI	19.VII	108
Різниця	-14	-9	-3	-	+14
Степ					
1986-2005	5.IV	20.IV	9.VI	10.VII	96
2011-2030	9.IV	20.IV	11.VI	15.VII	128
Різниця	-2	-	+2	+5	+32
2031-2050	1.IV	13.IV	6.VI	9.VII	99
Різниця	-4	-7	-3	-1	+3
<b>Сценарій зміни клімату А1В</b>					
Полісся					
1986-2005	16.IV	30.IV	19.VI	19.VII	94
2011-2030	31.III	21.IV	14.VI	15.VII	107
Різниця	-16	-9	-5	-4	+13
2031-2050	29.III	17.IV	13.VI	12.VII	106
Різниця	-18	-13	-6	-7	+12
Західний Лісостеп					
1986-2005	7.IV	22.IV	13.VI	14.VII	98
2011-2030	31.III	21.IV	14.VI	15.VII	107
Різниця	-7	-1	+1	+1	+9
2031-2050	20.III	12.IV	8.VI	10.VII	112
Різниця	-18	-10	-5	-4	+14
Східний Лісостеп					
1986-2005	16.IV	29.IV	15.VI	19.VII	94
2011-2030	3.IV	23.IV	11.VI	14.VII	102
Різниця	-13	-3	-4	-5	+8
2031-2050	1.IV	19.IV	10.VI	19.VII	110
Різниця	-15	-10	-5	-	+16
Степ					
1986-2005	5.IV	20.IV	9.VI	10.VII	96
2011-2030	3.IV	16.IV	5.VI	6.VII	94
Різниця	-2	-4	-4	-4	-2
2031-2050	25.III	12.IV	5.VI	5.VII	102
Різниця	-11	-8	-4	-5	+6

зміни клімату *A2* та *A1B* в обидва розрахункові періоди наставатимуть відповідно на 9 та 13 днів раніше від середніх багаторічних. В інших агрокліматичних зонах України строки появи сходів будуть наставати близько до середніх багаторічних, або раніше (в Степу на 4 дні). Колосіння ярого ячменю за середньо багаторічними даними спостерігалось з кінця першої декади червня в Степу до кінця другої декади червня в Поліссі. Розрахунки дат настання фази колосіння за обома сценаріями показали, що в Поліссі вона наставатиме раніше і в період 2011 – 2030 рр., і в період 2031 – 2050 рр. на 4 – 6 днів. В інших агрокліматичних зонах дати колосіння наставатимуть в перший розрахунковий період в дати, близькі до середніх багаторічних, в другий розрахунковий період – на 4 – 5 днів раніше.

Дата воскової стиглості за обома сценаріями зміни клімату наставатиме в Поліссі, в Східному Степу на 2 – 4 дні раніше від середніх багаторічних. В Західному Лісостепу вона наставатиме в перший розрахунковий період в строки, близькі до середніх багаторічних, в Степу – на 5 днів пізніше за сценарієм *A2* та на 4 дні раніше за сценарієм *A1B*. В другий розрахунковий період (2031 – 2050 рр.) дата воскової стиглості в Поліссі, в Західному Лісостепу і в Степу наставатиме раніше на 3 - 5 днів від середньої багаторічної за розрахунками за сценарієм *A1B*. За сценарієм *A2* в усіх зонах, окрім Полісся, дата воскової стиглості співпадатиме з середніми багаторічними.

Тривалість вегетаційного періоду в Україні в середньому багаторічному коливалась від 94 днів у Поліссі і Східному Лісостепу до 96 – 98 днів у Степу і Західному Лісостепу відповідно. За розрахунками за сценаріями *A2* та *A1B* тривалість вегетаційного періоду ячменю збільшуватиметься. Але темпи зростання за сценаріями будуть різні (рис. 1 а, б). Так, в Поліссі за сценарієм *A2* тривалість періоду збільшиться до 118 днів, тобто буде довшим на 24 дні в порівнянні з середнім багаторічним.

За сценарієм *A1B* в Поліссі тривалість періоду вегетації зросте на 13 днів в порівнянні з середнім багаторічним і становитиме близько 107 днів.

В Західному Лісостепу за сценарієм *A2* в перший розрахунковий період тривалість вегетаційного періоду ячменю буде майже на рівні середнього багаторічного і становитиме близько 100 днів. За сценарієм *A1B* в перший розрахунковий період він становитиме 107 днів, що на 9 днів довшо від середньої багаторічної. В другий розрахунковий період він зросте за обома сценаріями до 112 – 116 днів і буде довшим від середнього багаторічного на 14 – 18 днів відповідно.

В Східному Степу за сценаріями зміни клімату *A2* та *A1B* тривалість вегетаційного періоду буде змінюватись майже однаково в обидва розрахункові періоди і становитиме 102 – 110 днів відповідно.

Зовсім інші зміни відбудуться в Степу. За сценарієм *A2* в перший розрахунковий період тривалість вегетації зросте на 32 дні і становитиме 128 днів. В другий розрахунковий період тривалість вегетації

майже співпадатиме з середньою багаторічною, відхилення становитиме 3 дні.

За сценарієм *A1B* тривалість вегетаційного періоду в Степу в перший розрахунковий період майже співпадатиме з середньою багаторічною його величиною, відхилення становитиме – 2 дні. В другий розрахунковий період тривалість вегетації буде довшою на 7 днів, ніж середня багаторічна і становитиме 102 дні.

Збільшення тривалості вегетаційного періоду за сценаріями зміни клімату відбудеться через те, що терміни сівби ярого ячменю значно змістяться на більш ранні строки, а наступні міжфазні періоди будуть збільшуватись в порівнянні з середніми багаторічними через зниження температури в початковій фазі розвитку.

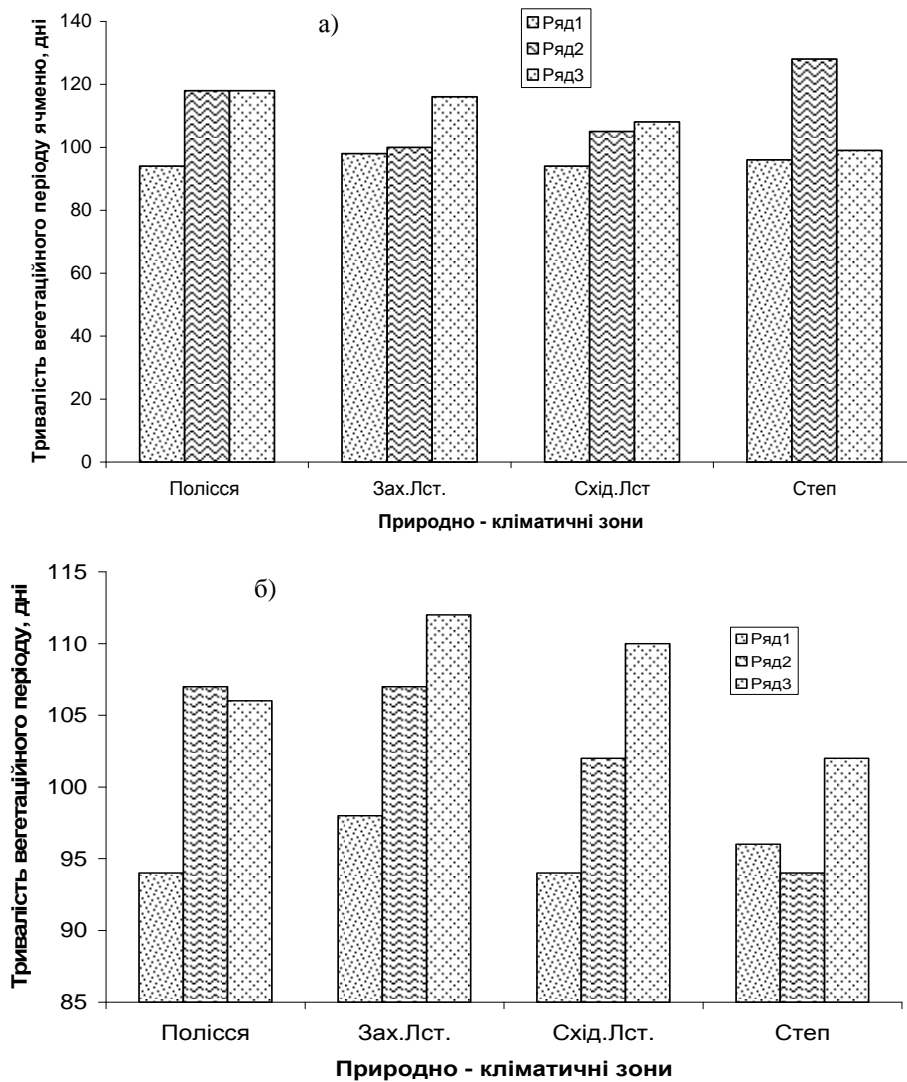
Порівняння динаміки середньої за декаду температури повітря при зміні кліматичних умов за сценарієм *A2* з середніми багаторічними за період сходи – колосіння ярого ячменю показує, що зміщення строків сівби сторону більш ранніх термінів призведе до того, що за весь період вегетації ярого ячменю ріст і розвиток його будуть проходити на фоні знижених температур (табл. 2).

В період з 2011 по 2030 рр. за цим сценарієм від сходів до колосіння середня температура коливатиметься від 12,1 °C в Поліссі до 11,3 °C в Східному Лісостепу, що відповідно на 1,8 та 2,8 °C нижче середньої багаторічної температури базового періоду. В Степу середня температура буде на рівні середньої багаторічної В другий період (2031 – 2050 рр.) середня температура від сходів до колосіння коливатиметься від 13,5 °C в Поліссі до 14,1 °C в Степу, що буде майже на рівні середніх багаторічних значень (табл. 2).

За умов реалізації сценарію зміни клімату *A1B* в перший період (2011 – 2030 рр.) від сходів до колосіння розвиток ячменю відбуватиметься за більш високих температур (14,7 °C) в Поліссі в порівнянні з середньою багаторічною. В інших зонах середня температура буде лише на 0,5 – 0,6 °C нижчою від середньої багаторічної в обидва розрахункові періоди і настільки ж вища, за сценарієм *A2*.

В період від колосіння до воскової стиглості середня температура повітря за середніми багаторічними значеннями коливалась від 18,3 °C в Поліссі до 19,4 °C в Степу. Розрахунки за сценарієм показують, що в цей період очікується середня температура нижча за базову у всіх природно – кліматичних зонах України в перший розрахунковий період. В другий розрахунковий період середня температура повітря буде близькою до середніх багаторічних значень в Поліссі, Східному Лісостепу та в Степу. В Західному Лісостепу вона буде нижчою від середніх багаторічних значень на 0,7 °C (табл. 2).

Кількість опадів від сходів до колосіння збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу в перший період відповідно на 24 % та 6 %, а в Східному Лісостепу та Степу відповідно на 85 – 88 % (табл. 2).



**Рис. 1** - Порівняльна характеристика тривалості вегетаційного періоду ячменю по природно – кліматичних зонах України. а) – за сценарієм А2, б) – за сценарієм А1В. 1- середня багаторічна тривалість; 2 – перший розрахунковий період; 3– другий розрахунковий період.

В другий період сума опадів від сходів до колосіння зросте ще більше і буде на 78 % Поліссі, 48 % - в Західному Лісостепу та 87 % - в Східному Лісостепу і Степу вищою від середніх багаторічних сум. Кількість опадів за умов реалізації сценарію зміни клімату А1В в перший розрахунковий період від сходів до колосіння збільшиться в Поліссі та Західному Лісостепу відповідно на 58 % та 32 %, а в Східному Лісостепу та Степу на 16 % та 5 % (табл. 2).

В другий розрахунковий період опади теж будуть збільшуватись, але значно менше: на 15 – 18 %, окрім Східного Лісостепу, де сума опадів збільшиться на 47 %. Порівняння сум опадів показує, що за сценарієм А2 підвищення їх буде значнішим в порівнянні зі сценарієм А1В в усіх зонах, крім того особливі відмінності будуть спостерігатись в Східному Лісостепу та в Степу.

За сценарієм А1В в міжфазний період колосіння – воскова стиглість спостерігатиметься значне змен-

шення суми опадів: в Поліссі на 23 %, в Західному Лісостепу на 30 % в перший розрахунковий період, а в Східному Лісостепу та Степу кількість опадів збільшиться на 5-6 %, в порівнянні з базовим.

В другий розрахунковий період в Поліссі та Степу сума опадів зменшиться на 23 %, в Західному Лісостепу – на 40 %. Особливо різке зменшення опадів спостерігатиметься в Східному Лісостепу (на 56 %).

Як видно із порівняння, збільшення і зменшення очікуваних опадів по зонах за сценаріями не співпадає.

Середнє багаторічне значення сумарного випаровування становило за вегетаційний період ярого ячменю в Степу 75 мм, Поліссі – 90 мм, Східному Лісостепу – 98 мм, в Західному Лісостепу - 127 мм.

За сценаріями зміни клімату А2 та А1В сумарне випаровування як і суми опадів, змінюватиметься неоднозначно як за природно-кліматичними зонами, так і за розрахунковими періодами.

Таблиця 2 – Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю за середньо багаторічними даними (1986-2005 рр.) та за сценарієм зміни клімату А2 (2011-2030 рр.) і (2031-2050 рр.)

Період	Сходи – колосіння						Колосіння – воскова стиглість						Вегетаційний період	
	середня температура, °С	сума опадів, мм	сумарне випаровування, мм	випаровування, мм	дефіцит вологості, мм	вологозабезпеченість, відн. од.	середня температура, °С	сума опадів, мм	сумарне випаровування, мм	випаровування, мм	дефіцит вологості, мм	вологозабезпеченість, відн. од.	сума опадів, мм	вологозабезпеченість, відн. од.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сценарій зміни клімату А2														
Полісся														
1986 – 2005	13,9	95	90	216	126	0,56	18,3	116	83	187	103	0,60	211	0,58
2011 – 2030	12,1	118	108	256	148	0,56	17,4	151	99	211	112	0,64	269	0,60
2031 – 2050	13,5	165	159	338	180	0,62	18,6	122	65	124	60	0,70	287	0,64
Західний Лісостеп														
1986 – 2005	14,4	100	127	264	137	0,64	18,9	120	83	170	88	0,66	220	0,65
2011 – 2030	12,2	106	116	214	125	0,73	17,5	141	121	233	112	0,70	247	0,71
2031 – 2050	13,3	148	158	303	146	0,70	18,2	102	76	146	69	0,71	250	0,70
Східний Лісостеп														
1986 – 2005	14,1	85	98	223	126	0,59	18,9	103	81	191	110	0,57	188	0,58
2011 – 2030	11,3	158	133	283	150	0,62	17,6	141	101	190	89	0,72	295	0,67
2031 – 2050	13,8	130	128	285	157	0,60	18,4	115	93	207	114	0,60	245	0,60
Степ														
1986 – 2005	14,2	60	75	216	141	0,47	19,4	98	80	220	140	0,48	158	0,47
2011 – 2030	14,3	112	103	260	157	0,53	19,1	84	70	177	106	0,54	196	0,53
2031 – 2050	14,1	125	120	294	175	0,54	19,2	73	57	140	83	0,54	198	0,54
Сценарій зміни клімату А1В														
Полісся														
1986 – 2005	13,9	95	90	216	126	0,56	18,3	116	83	187	103	0,60	211	0,58
2011 – 2030	14,7	150	142	334	192	0,56	18,9	89	59	130	71	0,61	239	0,57
2031 – 2050	13,6	110	116	291	175	0,54	19,5	117	72	167	96	0,58	227	0,55
Західний Лісостеп														
1986 – 2005	14,4	100	127	264	137	0,64	18,9	120	83	170	88	0,66	220	0,65
2011 – 2030	13,8	132	159	319	160	0,67	18,9	84	78	164	87	0,63	216	0,65
2031 – 2050	13,9	118	146	310	164	0,63	19,3	72	66	141	75	0,62	190	0,63
Східний Лісостеп														
1986 – 2005	14,1	85	98	223	126	0,59	18,9	103	81	191	110	0,57	188	0,58
2011 – 2030	14,5	99	113	268	155	0,56	19,6	108	88	207	119	0,57	207	0,57
2031 – 2050	13,6	125	130	293	163	0,60	19,6	45	88	197	109	0,60	240	0,60
Степ														
1986 – 2005	14,2	60	75	216	141	0,47	19,4	98	80	220	140	0,48	158	0,47
2011 – 2030	14,6	63	128	292	183	0,49	20,5	63	51	138	87	0,49	126	0,49
2031 – 2050	14,1	69	91	259	168	0,47	20,1	75	58	182	124	0,43	144	0,45

Сумарне випарування за сценарієм А2 зростає до 108 мм в перший розрахунковий період, до 159 мм в другий. За сценарієм А1В це збільшення становитиме 142 мм та 116 мм відповідно.

В період від колосіння до воскової стиглості сума опадів коливалась в середньому багаторічному від 98 мм в Степу до 116 мм в Поліссі. За сценарієм А2 в період до 2030 рр. сума опадів зростає на 30 % в Поліссі, на 18 % - в Західному Лісостепу, на 37 % в Східному Лісостепу і тільки в Степу зменшиться на 14 %. В другий розрахунковий період суми опадів збільшаться на 5 та 11 % в Поліссі та Східному Лісостепу відповідно. В інших зонах зменшення суми опадів становитиме від 15 до 25 %.

В Західному Лісостепу в перший розрахунковий період випаровування зменшиться до 116 мм, тобто зменшиться на 9 % за сценарієм А2, в цей же період за сценарієм А1В сумарне випаровування в цій зоні зростає до 159 мм, що вище середнього багаторічного на 25 %. В другий розрахунковий період за обома сценаріями випаровування зростає відповідно до 158 та 146 мм, що становитиме на 15 та 24 % більше, ніж середня багаторічна величина.

В перший розрахунковий період від сходів до колосіння сумарне випаровування становитиме в Східному Лісостепу - 133 мм, в Степу - до 103 мм за сценарієм А2.

За сценарієм А2 в перший розрахунковий період від колосіння до воскової стиглості сумарне випарування зростає в Поліссі на 19 %, в Західному Лісостепу на 46 %, в Східному Лісостепу на 25 %, а в Степу зменшиться на 13 %.

В другий розрахунковий період відмічатиметься збільшення сумарного випаровування на 15 % в Східному Степу та на 29 % в Степу. В Поліссі воно зменшиться на 21 % та на 8 % в Західному Лісостепу.

В період колосіння – воскова стиглість сумарне випаровування за умов реалізації сценарію зміни клімату А1В за період 2011 – 2030 рр. зменшиться в Поліссі на 29 %, в Західному Лісостепу на 6 %, в Степу на 35 %, в Східному Лісостепу зростає на 8 % в порівнянні з середньобагаторічними значеннями.

Зміни в тривалості вегетаційного періоду ярого ячменю, в сумах опадів за сценаріями сприятимуть зміні величин випаровуваності. Як показують розрахунки за сценарієм А2 в перший розрахунковий період випаровуваність від сходів до колосіння в Поліссі, Східному Лісостепу та Степу в порівнянні з базовою зростає від 19 до 27 %. В Західному Лісостепу випаровуваність зменшиться в порівнянні з базовим значенням на 19 %. В період колосіння – воскова стиглість за цим же сценарієм випаровуваність в Поліссі та Західному Лісостепу зростає відповідно на 13 % та 37 %, а в Східному Лісостепу та в Степу відповідно зменшиться на 0,5 % та 20 % (табл. 2). Від колосіння до воскової стиглості випаровуваність в перший період зростає в Поліссі на 13 %, в Західному Лісостепу – на 37 %, в Східному Лісостепу буде на рівні середніх багаторічних значень, а в Степу зменшиться на 20 %. В другий період випаровуваність зменшиться

в Поліссі, Західному Степу та в Степу відповідно на 34 %, 14 % та 36 %. І лише в Східному Степу буде спостерігатись незначне її збільшення (до 8 %).

В цей же період за умов реалізації сценарію зміни клімату А1В в обидва розрахункові періоди випаровуваність зростає тільки в Східному Лісостепу і то незначно на 8 %.

Зміни значень випаровування і випаровуваності за сценаріями сприятимуть і зміні вологозабезпеченості посівів, яка розраховується як відношення сумарного випаровування до випаровуваності.

За середніми багаторічними значеннями вологозабезпеченість посівів ярого ячменю від сівби до колосіння коливалась від 0,56 відн. од в Поліссі до 0,47 відн. од. в Степу. За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 за період 2011 – 2030 рр. вологозабезпеченість посівів ячменю буде на рівні середньої багаторічної в Поліссі та в Східному Лісостепу. В Західному Лісостепу та Степу вона зростає на 0,9 відн. од. В другий розрахунковий період вологозабезпеченість за сценаріями даними зростає в Поліссі на 11 %, в Західному Лісостепу – на 9 %, Східному Лісостепу на 2 % та в Степу – на 15 %. В період від колосіння до воскової стиглості вологозабезпеченість зростатиме і в перший, і в другий розрахункові періоди в Поліссі і Західному Степу на 7 – 16 %, в Східному Лісостепу та Степу – на 12 та 26 % відповідно. В цілому за вегетаційний період вологозабезпеченість в порівнянні з середньою багаторічною збільшиться в Поліссі до 0,60 відн.од., в Західному Лісостепу - до 0,71 відн.од., в Східному Лісостепу - до 0,67 відн.од., в Степу - до 0,53 відн.од. Не зважаючи на підвищення вологозабезпеченості, для формування високої продуктивності ярого ячменю вона буде достатньою тільки в Лісостеповій зоні.

За сценарієм зміни клімату А1В в перший розрахунковий період від сходів до колосіння вологозабезпеченість незначно зменшиться або залишиться на рівні середніх багаторічних значень і коливатиметься від 0,47 відн. од. в Поліссі до 0,64 відн. од. в Західному Лісостепу. В Степу вологозабезпеченість за вегетаційний період в порівнянні з базовим збільшиться на 4 %.

#### 4. ВИСНОВОК

За розрахунками за сценаріями зміни клімату А2 та А1В терміни сівби ярого ячменю і наступні фази розвитку наставатимуть раніше. Але темпи настання фаз уповільнюватимуться, в результаті тривалість усіх між фазних періодів збільшуватиметься, що сприятиме збільшенню всього вегетаційного періоду. Найсуттєвіші зміни за сценаріями будуть спостерігатись в сумах опадів. Їх зміна сприятиме незначному зростанню вологозабезпеченості посівів в усіх зонах, окрім Степу.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрокліматичний довідник по території України. /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбиди, А.І. Прокопенко. – Кам'янець-

- Подільськ, 2011. – 107 с.
2. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 694 с.
  3. Израэль Ю.А. Последствия изменения климата для России / Ю.А. Израэль, Ю.А. Антохин и др. // В сб.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
  4. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. /Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В] //Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
  5. Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений /В.Ф. Логинов. – Минск: Наука и техника, 1992. – 320 с.
  6. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. /Под ред. С.М. Семенова. – М., 2012. –511 с.
  7. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур /А.Н. Полевой. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 175 с.
  8. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія /А.М. Польовий. – Одеса: «ТЕС», 2012. – 635 с.
  9. Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов /А.М. Тарко. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005.
  10. *matychnyj dovidnyk po terytorii' Ukrainy* [An agroclimatic reference book is for territories of Ukraine]. Kam'janec'-Podil's'k, 2011. 107 p.
  11. Stepanenko S.M., Pol'ovyj A.M. *Ocinka vplyvu klimatycznych zmin na galuzi ekonomiky Ukrainy* [An estimation of influence of climatic changes is on industry of economy of Ukraine]. Odessa: Ekologija, 2011. 694 p.
  12. Israhel Ya, Antokhin Ya. etc. *Posledstvija izmenenija klimata dlja Rossii* [The State and complex monitoring of natural environment and climate. Limits of changes]. Moscow: Science, 2001, pp. 40-64.
  13. Krakov's'ka S.V., Palamarchuk L.V., Shedemenko I.P., Djukel' G.O., Gnatjuk N.V. *Nauk. praci UkrNDGMI – Proceedings of USRHMI*, 2008, no. 257, pp. 42-60.
  14. Lohynov V.D. *Prichiny i sledstviya klimaticheskikh izmeneniy* [Causes and effects of climatic changes]. Minsk: Navuka tshnika, 1992. 230 p.
  15. Semenov S.M. (Ed.). *Metody ocenki posledstvij izmenenija klimata dlja fizicheskikh i biologicheskikh sistem* [Methods for assessing the effects of climate change on physical and biological systems]. Moscow, 2012. 511 p.
  16. Polevoy A.N. *Teorija i raschet produktivnosti sel'skhozajstvennykh kul'tur* [Theory and calculation of the productivity of agricultural cultures ]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. 175 p.
  17. Pol'ovyj A.M. *Sil's'kogospodars'ka meteorologija* [Agricultural meteorology]. Odessa :TES, 2012. 635 p.
  18. Tarko A.M. *Antropogennye izmenenija global'nyh biosfernykh processov* [Anthropogenic changes of global biosphere processes]. Moscow: FYZMATLYT, 2005. 231 p.
- REFERENCES**
1. Adamenko T.I., Kul'bida M.I., Prokopenko A.L. (Eds). *Agrokli-*

## MODIFIED CLIMATE INFLUENCE ON RATES DEVELOPMENT OF SPRING BARLEY IN UKRAINE

**A.M. Pol'ovyj, Dr. Sci. (Geogr.), prof.,**  
**E.A. Barsukova, Cand. Sci. (Geogr.), associated prof.**

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

Materials of World statistics show that today climate change on the planet coincides with the period of the rise of food shortages in the world community. To assess the possible impact of climate change in Ukraine agro-climatic indicators used two scenarios: a "moderate" - A1B which provides a balance between all energy sources, and "hard" - A2, which provides for ne-uncertainty regarding the determining factors and is based on the use of cut - modeling concepts that are used are similar, assumptions regarding determinant factors. One of the simplest methods reflect possible changes in the climate regime any meteorological values are compared with past data, including se-sized perennial in the reference period. In this study, the baseline is set between 1986 and 2005 according to agro-climatic directory Ukraine. According to calculations by climate change scenarios A2 and A1B terms and sowing spring barley next phase of development before. But the pace of the offensive phase, resulting in phase between the time for all periods will increase, which will increase the growing season. The most significant change scenarios will be observed in the amounts of precipitation. These changes will increase slight moisture crops in all areas except the steppe.

**Key words:** spring barley, phase of development, the growing season, temperature, precipitation, climate change, moisture content.

## ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ТЕМПЫ РАЗВИТИЯ ЯРОВОГО ЯЧМЕНЯ В УКРАИНЕ

**А.Н. Полевой, д.геогр.н., проф.,**  
**Е.А. Барсукова, к.геогр.н., доц.**

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

Представлена характеристика агроклиматических показателей выращивания ярого ячменя по природно - климатическим зонам Украины, их изменение под влиянием изменения климата по двум сценариям А2 и А1В. Выполнена оценка влияния изменений климата на темпы развития ярого ячменя.

**Ключевые слова:** яровой ячмень, фазы развития, вегетационный период, температура, осадки, изменение климата, влагообеспеченность.

*Дата першого подання: 02.07.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 08.07.2015*

*Дата публікації статті: 26.11.2015*

УДК 551.509:635.21

## ОЦІНКА ПРОДУКЦІЙНОГО ПРОЦЕСУ КАРТОПЛІ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ В СХІДНОМУ ТА ЗАХІДНОМУ ЛІСОСТЕПУ

Свидерська С.М., к.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, sviderskayasm@mail.ru

Розглядаються в порівнянні показники фотосинтетичної продуктивності картоплі й агрокліматичні умови вирощування картоплі за період 1986-2005 рр. та очікувані їх зміни, розраховані за сценаріями зміни клімату А1В та А2 за період 2011-2050 рр. на території Східного та Західного Лісостепу. Розглядаються агрометеорологічні та агрокліматичні умови, при яких може спостерігатися максимальна продуктивність посадок картоплі.

**Ключові слова:** зміна клімату, картопля, температура повітря, опади, агрокліматичні умови.

### 1. ВСТУП

Важливою ланкою проблеми зміни клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідно прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату. В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України значною мірою буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Картопля належить до числа найважливіших сільськогосподарських культур різнобічного використання і вирощується майже у всіх районах нашої країни. Але основні площі картоплі зосереджені у Поліссі та Лісостепу.

### 2. ОПИС ЛІТЕРАТУРИ

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часовим зрушенням розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Разом з тим, можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація земель. Світовими вченими визнано той факт, що зміна клімату в останні десятиріччя явно

активізувалась, одночасно збільшилася частота екстремальних явищ погоди [6].

Картопля – багаторічна, трав'яниста, бульбоносна рослина, але в природі обробляється як однорічна рослина, тому що життєвий цикл, починаючи з проростання бульби і кінчаючи утворенням і формуванням зрілих бульб, проходить за один вегетаційний період [5].

При температурі 10–12 °С сходи картоплі з'являються на 23-й день. Підвищення температури ґрунту до 18–25 °С скорочує тривалість періоду від посадки до сходів до 12–13 днів. Подальше підвищення температури ґрунту затримує появу сходів.

Картоплю вирощують на удобрених супіщаних і суглинистих чорноземах, дерново-підзолистих, сірих лісових ґрунтах.

Бадилля картоплі починає рости при температурі повітря вище 7 °С. Підвищення температури до 30 °С спричиняє ослаблення, а в ранньостиглих сортів майже повне припинення росту бадилля. Найбільш сприятлива температура для росту пагонів, листків і цвітіння картоплі 20–21 °С.

Для бульбоутворення оптимальна температура ґрунту 16–18 °С. В період бульбоутворення температурний оптимум для середньостиглих сортів картоплі більш високий (17–19 °С), ніж для ранньостиглих (15–17 °С). При підвищенні температури до 29 °С ріст бульб припиняється. Високі температури не тільки затримують ріст бульб, але і викликають їхнє екологічне виродження.

Потреба у волозі в картоплі до появи сходів і в період після їхньої появи невелика. В міру росту пагонів і листків потреба у волозі зростає і максимум відзначається в період цвітіння і початку бульбоутворення. Найбільш сприятливі умови для формування високого урожаю картоплі створюються при вологості ґрунту 80 % найменшої вологомісткості і достатній освітленості.

Для вирощування картоплі добре підходять окультурені торфовища. При внесенні високих норм органіки картопля добре родить на легких піщаних ґрунтах. Найбільші плантації картоплі розміщуються на легких ґрунтах [4].



Головними умовами оптимізації кореневого харчування картоплі є достатня насиченість ґрунту фосфатами, максимальна калієм і мінімальна азотом.

Для нормального росту й розвитку картоплі й одержання високих урожаїв бульб необхідні кальцій, магній, залізо, марганець, сірка, мідь, цинк.

Тільки при наявності всіх цих елементів у ґрунті для розвитку картоплі забезпечується його найвища продуктивність [2].

Під картоплю рівною мірою застосовують всі форми промислових азотних добрив. На кислих ґрунтах поряд із суперфосфатом як основне добриво можна застосовувати фосфорні добрива. Під впливом фосфорних добрив відносний вміст крохмалю в бульбах може підвищуватися, а під впливом азотних - трохи знижуватися. Однак внаслідок збільшення врожаю картоплі при застосуванні добрив валовий збір крохмалю з одиниці площі завжди зростає [3].

### 3. ОПИС ОБ'ЄКТІВ І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для оцінки можливих змін клімату в Україні було використано 3 сценарії: «м'який» - GFDL-30 % - це сценарій з альтернативним кількісним визначенням збільшення викидів CO<sub>2</sub> в атмосферу на 30 % [6], «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 використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [1, 7-12].

Одним із найпростіших методів відображення можливих змін у кліматичному режимі будь-якої метеорологічної величини є порівняння з минулими даними, зокрема, середніми багаторічними за базовий період. В даному дослідженні за базовий береться період з 1986 по 2005 р. у відповідності з агрокліматичним довідником України [1].

Аналіз тенденції впливу зміни клімату на показники фотосинтетичної продуктивності картоплі та на агрокліматичні умови вирощування картоплі виконано шляхом порівняння розрахованих за кліматичними сценаріями A1B, A2 показників та багаторічних за три періоди: 1986 – 2005 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. – перший період, 2031 – 2050 рр. – другий період.

Для характеристики показників фотосинтетичної продуктивності картоплі та агрокліматичних умов вирощування картоплі були розраховані:

- площа листя картоплі в період максимального розвитку;
- чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку;

- суми позитивних температур повітря за вегетаційний період картоплі;
- суми опадів за вегетаційний період картоплі;
- фотосинтетичний потенціал.

### 4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Розрахунки виконувались по окремих природно – кліматичних зонах України в Східному та Західному Лісостепу (табл. 1).

За умов реалізації сценарію зміни клімату A2 період сходи – цвітіння буде проходити при знижених температурах: на 0,4 °C у Західному Лісостепу та 1,4 °C у Східному Лісостепу за даними першого сценарного періоду, на 0,6 °C у Західному Лісостепу та 0,5 °C у Східному Лісостепу за даними другого сценарного періоду (табл. 1).

Зниженим буде і температурний режим в період цвітіння – в'янення бадилля на 1,7 °C у Західному Лісостепу та 1,4 °C у Східному Лісостепу за перший сценарний період, на 1,5 °C у Західному Лісостепу та 1,5 °C у Східному Лісостепу за другий сценарний період. Таким чином, середня температура повітря за весь вегетаційний період за перший сценарний період буде зниженою у Західному Лісостепу на 1,1 °C, а у Східному Лісостепу на 1,6 °C, а за другий сценарний період буде зниженою у Західному Лісостепу на 0,9 °C, а у Східному Лісостепу на 0,9 °C.

Кількість опадів у період сходи – цвітіння збільшиться в Західному Лісостепу на 25 %, в Східному Лісостепу збільшиться на 61 % за перший сценарний період, кількість опадів у період сходи – цвітіння за другий сценарний період, зменшиться в Західному Лісостепу на 18 %, в Східному Лісостепу кількість опадів у період сходи – цвітіння не зміниться в порівнянні з базовим кліматичним періодом (табл. 1). Для періоду цвітіння – в'янення бадилля кількість опадів зменшиться в Західному Лісостепу на 10 % та збільшиться в Східному Лісостепу на 7 % за перший сценарний період, кількість опадів для періоду цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 4 % та збільшиться у Східному Лісостепу на 47 %. Таким чином, кількість опадів за період сходи – в'янення бадилля картоплі збільшиться в Західному Лісостепу на 15 %, в Східному Лісостепу на 68 % за перший сценарний період, кількість опадів за період сходи – в'янення бадилля картоплі за другий сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 22 % та збільшиться в Східному Лісостепу на 47 %.

Сума температур за період сходи – цвітіння за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на 100 °C, в Східному Лісостепу на 116 °C.

Таблиця 1 - Агрокліматичні умови вирощування картоплі за базовими даними 1986-2005 рр. та за сценаріями зміни клімату А2 та А1В

Період	Період сходи – цвітіння			Період цвітіння – в'янення бадилля			Весь вегетаційний період		
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
сценарій зміни клімату А2									
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2011 – 2030	15,8	714	151	18,4	953	101	16,9	1667	252
Різниця	-1,4	+116	+61	-1,4	+181	+7	-1,6	+297	+68
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2031 – 2050	16,7	592	90	18,3	816	141	17,6	1408	231
Різниця	-0,5	-6	0	-1,5	+44	+47	-0,9	+38	+47
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2011 – 2030	16,8	677	137	18,2	733	106	17,4	1410	243
Різниця	-0,4	+100	+25%	-1,7	-42	-10%	-1,1	+58	+15%
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2031 - 2050	16,6	569	94	18,4	835	112	17,6	1404	206
Різниця	-0,6	-8	-18%	-1,5	+60	-4%	-0,9	+52	-22%
сценарій зміни клімату А1В									
Східний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2011 – 2030	17,0	673	99	20,1	723	90	18,6	1396	189
Різниця	-0,2	+75	+9%	+0,3	-49	-4%	0,1	+26	+5%
1986 – 2005	17,2	598	90	19,8	772	94	18,5	1370	184
2031 – 2050	17,4	562	88	20,9	791	107	19,1	1353	195
Різниця	+0,2	-36	-20%	+1,1	+19	+13%	+0,6	-17	+11%
Західний Лісостеп									
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2011 – 2030	16,7	560	89	19,5	819	118	18,1	1379	207
Різниця	-0,5	-17	-23%	-0,4	+44	+2%	-0,4	+27	-21%
1986 – 2005	17,2	577	112	19,9	775	116	18,5	1352	228
2031 - 2050	16,4	559	89	20,6	806	98	18,5	1365	187
Різниця	-0,8	-18	-23%	+0,7	+31	-18%	0	+13	-41%

За другий сценарний період сума температур за період сходи – цвітіння зменшиться в Західному Лісостепу на 8 °С та зменшиться в Східному Лісостепу на 6 °С (табл. 1). Сума температур за період цвітіння – в'янення бадилля за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 42 °С, а в Східному Лісостепу збільшиться на 181 °С, за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на 60 °С та в Східному Лісостепу на 44 °С. Таким чином, сума температур за весь вегетаційний період за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на 58 °С, в Східному Лісостепу

на 297 °С, за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на 52 °С, в Східному Лісостепу на 38 °С.

За умов реалізації сценарію зміни клімату А1В період сходи – цвітіння буде проходити при знижених температурах: на 0,5 °С у Західному Лісостепу та 0,2 °С у Східному Лісостепу за перший сценарний період, на 0,8 °С у Західному Лісостепу, та при збільшених температурах на 0,2 °С у Східному Лісостепу за другий сценарний період. Температурний режим в період цвітіння – в'янення

бадилля буде зниженим на  $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  у Західному Лісостепу та збільшеним  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  у Східному Лісостепу за перший сценарний період, температурний режим в період цвітіння – в'янення бадилля збільшиться на  $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  у Західному Лісостепу та  $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  у Східному Лісостепу за другий сценарний період. Таким чином, середня температура повітря за весь вегетаційний період за перший сценарний період буде зниженою у Західному Лісостепу на  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а у Східному Лісостепу на  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а за другий сценарний період буде зниженою у Західному Лісостепу на  $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а у Східному Лісостепу збільшиться на  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Кількість опадів у період сходи – цвітіння зменшиться в Західному Лісостепу на 23 %, а в Східному Лісостепу збільшиться на 9 % за перший сценарний період, кількість опадів у період сходи – цвітіння за другий сценарний період, зменшиться в Західному Лісостепу на 23 %, а в Східному Лісостепу на 20 % (табл. 1).

Для періоду цвітіння – в'янення бадилля кількість опадів збільшиться в Західному Лісостепу на 2 % та зменшиться в Східному Лісостепу на 4 % за перший сценарний період, кількість опадів для періоду цвітіння – в'янення бадилля за другий сценарний період, зменшиться в Західному Лісостепу на 18 % та збільшиться у Східному Лісостепу на 13 %.

Таким чином, кількість опадів за період сходи – в'янення бадилля картоплі зменшиться в Західному Лісостепу на 21 %, в Східному Лісостепу збільшиться на 5 % за перший сценарний період, кількість опадів за період сходи – в'янення бадилля картоплі за другий сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на 41 % та збільшиться в Східному Лісостепу на 11 %.

Сума температур за період сходи – цвітіння за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на  $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в Східному Лісостепу на  $75\text{ }^{\circ}\text{C}$ , за другий сценарний період сума температур за період сходи – цвітіння зменшиться в Західному Лісостепу на  $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в Східному Лісостепу на  $36\text{ }^{\circ}\text{C}$  (табл. 1). Сума температур за період цвітіння – в'янення бадилля за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $44\text{ }^{\circ}\text{C}$ , та зменшиться в Східному Лісостепу на  $49\text{ }^{\circ}\text{C}$ , за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $31\text{ }^{\circ}\text{C}$  та в Східному Лісостепу на  $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Таким чином, сума температур за весь вегетаційний період за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $27\text{ }^{\circ}\text{C}$  та в Східному Лісостепу на  $26\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $13\text{ }^{\circ}\text{C}$  та зменшиться в Східному Лісостепу на  $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 площа листя картоплі в період максимального розвитку за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на  $0,26\text{ м}^2/\text{м}^2$  та збільшиться в

Східному Лісостепу на  $1,58\text{ м}^2/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $0,17\text{ м}^2/\text{м}^2$  та в Східному Лісостепу на  $0,27\text{ м}^2/\text{м}^2$ . (табл. 2).

Приріст маси картоплі в період максимального розвитку за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на  $28\text{ г}/\text{м}^2$ , а збільшиться приріст маси картоплі в Східному Лісостепу на  $247\text{ г}/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період приріст маси картоплі в період максимального розвитку зменшиться в Західному Лісостепу на  $1\text{ г}/\text{м}^2$  та збільшиться приріст маси картоплі в Східному Лісостепу на  $26\text{ г}/\text{м}^2$ . Таким чином, в залежності від цього і суха біомаса цілої рослини картоплі за перший сценарний період зменшиться в Західному Лісостепу на  $32\text{ г}/\text{м}^2$ , а збільшиться в Східному Лісостепу на  $1068\text{ г}/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період суха біомаса цілої рослини картоплі збільшиться в Західному Лісостепу на  $67\text{ г}/\text{м}^2$  та в Східному Лісостепу на  $143\text{ г}/\text{м}^2$  в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі за перший сценарний період в Західному Лісостепу буде становити  $105\text{ ц}/\text{га}$ , що на  $4\text{ ц}/\text{га}$  менше ніж в Західному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі в Східному Лісостепу становить  $246\text{ ц}/\text{га}$ , що на  $142\text{ ц}/\text{га}$  більше, чим урожай картоплі в Східному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі за другий сценарний період в Західному Лісостепу буде складати  $113\text{ ц}/\text{га}$ , що на  $4\text{ ц}/\text{га}$  більше ніж в Західному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі в Східному Лісостепу за другий сценарний період складає  $118\text{ ц}/\text{га}$ , що на  $24\text{ ц}/\text{га}$  більше, чим урожай картоплі в Східному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

За умов реалізації сценарію зміни клімату А1В площа листя картоплі в період максимального розвитку за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $0,43\text{ м}^2/\text{м}^2$ , а в Східному Лісостепу на  $0,4\text{ м}^2/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $1,23\text{ м}^2/\text{м}^2$ , а зменшиться в Східному Лісостепу на  $0,02\text{ м}^2/\text{м}^2$  (табл. 2).

Приріст маси картоплі в період максимального розвитку за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $60\text{ г}/\text{м}^2$ , та в Східному Лісостепу на  $69\text{ г}/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період приріст маси картоплі в період максимального розвитку збільшиться в Західному Лісостепу на  $92\text{ г}/\text{м}^2$ , та в Східному Лісостепу на  $20\text{ г}/\text{м}^2$ . Таким чином, в залежності від цього і суха біомаса цілої рослини картоплі за перший сценарний період збільшиться в Західному Лісостепу на  $208\text{ г}/\text{м}^2$ , та в Східному Лісостепу на  $207\text{ г}/\text{м}^2$ .

Таблиця 2 - Фотосинтетична продуктивність картоплі за базовими даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А2 та А1В

Період	Площа листя картоплі в період максимального розвитку, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Чиста продуктивність фотосинтезу в період максимального розвитку, г/м <sup>2</sup> декада	Приріст маси в період максимального розвитку, г/м <sup>2</sup>	Суха біомаса цілої рослини картоплі, г/м <sup>2</sup>	Урожай картоплі, ц/га
сценарій зміни клімату А2					
Східний Лісостеп					
1986-2005	2,15	126	262	859	104
2011-2030	3,73	152	509	1927	246
2031-2050	2,42	134	288	1002	118
Західний Лісостеп					
1986-2005	2,38	122	280	915	109
2011-2030	2,12	122	252	883	105
2031-2050	2,55	116	279	982	113
сценарій зміни клімату А1В					
Східний Лісостеп					
1986-2005	2,15	126	262	859	104
2011-2030	2,55	135	331	1066	134
2031-2050	2,13	134	282	888	108
Західний Лісостеп					
1986-2005	2,38	122	280	915	109
2011-2030	2,81	127	340	1123	139
2031-2050	3,61	116	372	1256	148

За другий сценарний період суха біомаса цілої рослини картоплі збільшиться в Західному Лісостепу на 341 г/м<sup>2</sup>, та в Східному Лісостепу на 29 г/м<sup>2</sup> в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

Урожай картоплі за перший сценарний період в Західному Лісостепу буде становити 139 ц/га, що на 30 ц/га менше ніж в Західному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі в Східному Лісостепу за перший сценарний період складає 134 ц/га, що на 46 ц/га більше чим урожай картоплі в Східному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

Урожай картоплі за другий сценарний період в Західному Лісостепу буде складати 148 ц/га, що на 39 ц/га більше ніж в Західному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.). Урожай картоплі в Східному Лісостепу за другий сценарний період складає 108 ц/га, що на 46 ц/га більше чим урожай картоплі в Східному Лісостепу в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 фотосинтетичний потенціал картоплі в Східному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.), почав збільшуватися з першої по восьму декади вегетації, а за перший та другий сценарні періоди фотосинтетичний потенціал картоплі збільшувався з першої по дев'яту декади вегетації (рис. 1). За базовими даними (1986-2005 рр.), максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі в Східному Лісостепу складає 98,4 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, а за перший та другий сценарні періоди складає 113,8-171 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, в умовах збільшення CO<sub>2</sub> в Східному Лісостепу фотосинтетичний потенціал картоплі за перший та

другий сценарні періоди складає 185-122 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. В Східному Лісостепу максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі за перший та другий сценарні періоди збільшилось на 15,4-72,6 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 фотосинтетичний потенціал картоплі в Західному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.), почав збільшуватися з першої по восьму декади вегетації, за перший та другий сценарні періоди фотосинтетичний потенціал картоплі збільшувався з першої по дев'яту декади вегетації (рис. 2). За базовими даними (1986-2005 рр.), максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі в Західному Лісостепу складає 105,8 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, а за перший та другий сценарні періоди складає 102,6-117,4 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, в умовах збільшення CO<sub>2</sub> в Західному Лісостепу фотосинтетичний потенціал картоплі за перший та другий сценарні періоди складає 109-126 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. В Західному Лісостепу максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі за перший сценарний період зменшилось на 3,2 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, а за другий сценарний період збільшилось на 11,6 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

За умов реалізації сценарію зміни клімату А1В фотосинтетичний потенціал картоплі в Східному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за перший і другий сценарні періоди почав збільшуватися з першої по восьму декади вегетації (рис. 3). За базовими даними (1986-2005 рр.), максимальне значення фотосинтетичного потенціалу

картоплі в Східному Лісостепу складає  $98,4 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , а за перший та другий сценарні періоди складає  $94,9-115,1 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , в умовах збільшення  $\text{CO}_2$  в Східному Лісостепу фотосинтетичний потенціал картоплі за перший і другий сценарні періоди становить  $101,6-123,7 \text{ м}^2/\text{м}^2$ . В Східному Лісостепу максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі за перший сценарний період збільшилось на  $16,7 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , а за другий сценарний період максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі зменшилось на  $3,5 \text{ м}^2/\text{м}^2$  в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

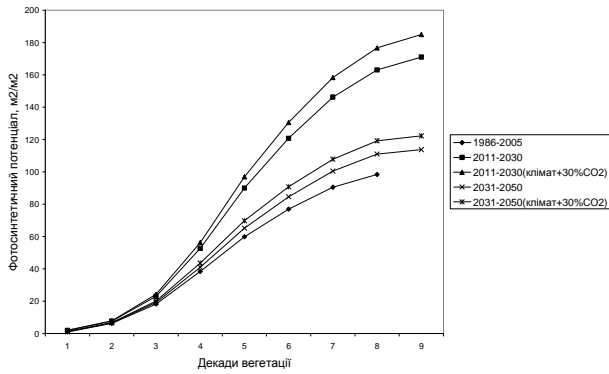


Рис. 1 – Фотосинтетичний потенціал картоплі в Східному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А2

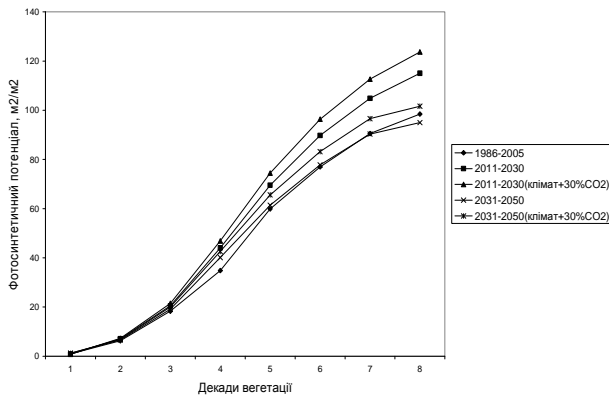


Рис. 2 – Фотосинтетичний потенціал картоплі в Західному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А2

За умов реалізації сценарію зміни клімату А1В фотосинтетичний потенціал картоплі в Західному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за перший і другий сценарні періоди почав збільшуватися з першої по восьму декади вегетації (рис. 4). За базовими даними (1986-2005 рр.), максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі в Західному Лісостепу становить  $105,8 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , а за перший і другий сценарні періоди складає  $124,7-144,7 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , в умовах збільшення  $\text{CO}_2$  в Західному Лісостепу фотосинтетичний потенціал картоплі за перший і другий сценарні періоди складає  $133,9-156,4 \text{ м}^2/\text{м}^2$ .

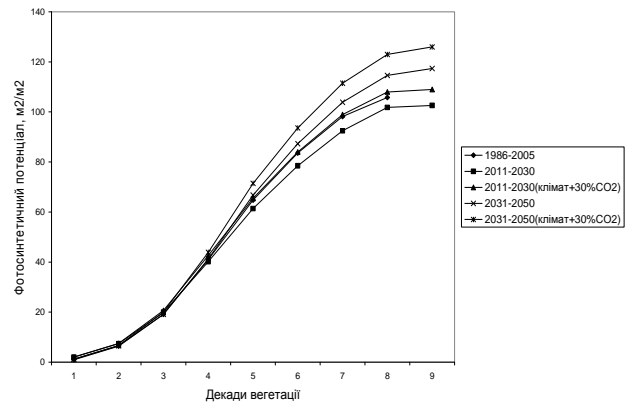


Рис. 3 – Фотосинтетичний потенціал картоплі в Східному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А1В

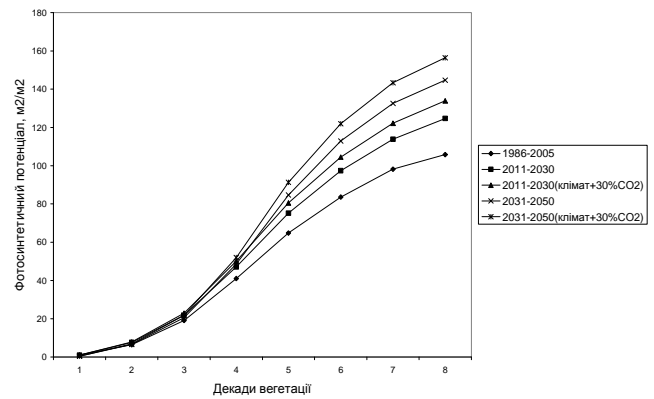


Рис. 4 – Фотосинтетичний потенціал картоплі в Західному Лісостепу за базовими даними (1986-2005 рр.) та за сценаріями зміни клімату А1В

В Західному Лісостепу максимальне значення фотосинтетичного потенціалу картоплі за перший і другий сценарні періоди збільшилось на  $18,9-38,9 \text{ м}^2/\text{м}^2$  в порівнянні з базовими даними (1986-2005 рр.).

## 5. ВИСНОВКИ

За умов реалізації сценарію зміни клімату А2 і А1В виконана оцінка впливу зміни клімату на продуктивність картоплі. Проведено порівняння показників фотосинтетичної продуктивності картоплі та агрокліматичних умов вирощування картоплі за період 1986-2005 рр. та їх зміни, розраховані за сценаріями зміни клімату А1В та А2 за період 2011-2050 рр. Встановлені оптимальні агрометеорологічні та агрокліматичні умови, при яких спостерігається максимальна продуктивність посадок картоплі.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрокліматичний довідник по території України. /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбиди, А.Л. Прокопенко. – Кам'янець-Подільськ, 2011. – 107 с.
2. Аксьонова Л.А. Картопля// Географія. - 2000. - № 43. –С. 1-2.
3. Агрохимия. - 2-е изд., перераб. и доп. /Под ред. Смирнова П.М., Муравина Э.А. – М.: Колос, 1984.-304 с.
4. Лорх А.Г. Динамика накопления урожая картофеля / А.Г. Лорх. –М.: Сельхозгиз, 1948. – 191 с.
5. Лорх А.Г. О картофеле /А.Г. Лорх. –М.: Сельхозгиз, 1960. – 151 с.
6. Израэль Ю.А. Последствия изменения климата для России // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений./[Ю.А. Израэль, Ю.А.Антохин и др.] – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
7. Краковська С.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. /С.В. Краковська, Л.В. Паламарчук, І.П. Шедененко, Г.О. Дюкель, Н.В. Гнатюк //Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
8. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. /Под ред. С.М. Семенова.- М., 2012. -511 с.
9. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур / А.Н. Полевой. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
10. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія. / А.М. Польовий. –Одеса: ТЕС, 2012.- 635 с.
11. Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов /А.М. Тарко. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.
12. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рашуна, І.В. Трохимової. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998.- 208 с.

## REFERENCES

1. Adamenko T.I., Kul'bida M.I., Prokopenko A.L. (Eds). *Agroklimatichnyy dovidnyk po terytorii' Ukrainy* [An agroclimatic reference book for territories of Ukraine]. Kam'janec'-Podil's'k, 2011. 107 p.
2. Aks'onova L.A. Kartoplia [Potato]. *Heohrafiya - Geograghy*, 2000, no.43. pp. 1-2.
3. Smyrnov P.M., Muravyn E.A. (Eds) *Ahrokhymiya, 2-e izd., pererab. y dop* [Agrochemistry, 2nd ed., revised and enlarged]. Moscow: Kolos, 1984. p 304 .
4. Lorkh A.H. *Dynamyka nakopleniya urozhaiia kartofelia* [Dynamics of accumulation of crop potatoes]. Moscow: Sel'khozhyz, 1948. p 191 .
5. Lorkh A.H. *O kartofele* [About potatoes]. Moscow: Sel'khozhyz, 1960. p 151 .
6. Izrael Yu.A., Antokhin Yu.A. etc. *Sostoyanie i kompleksnyy monitoring prirodnoy sredy i klimata. Predely izmeneniy*. [State and integrated monitoring of natural environment and climate. The limits of changes]. Moscow: Nauka, 2001. pp. 40-64.
7. Krakov's'ka S.V., Palamarchuk L.V., Shedemenko I.P., Djukel' G.O., Gnatjuk N.V. *Nauk. praci UkrNDGMI – Proc. of UcrSRHMI*, 2008, no. 257. pp. 42-60.
8. Semenov S.M. (Ed.). *Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlya fizicheskikh i biologicheskikh sistem* [Methods for assessing the effects of climate change on physical and biological systems]. Moscow, 2012. p 511 .
9. Polevoy A.N. *Teoriya i raschet produktivnosti sel'skokhozyaystvennykh kul'tur* [Theory and calculation of the productivity of agricultures]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. p 175 .
10. Pol'ovyy A.M. *Sil's'kogospodars'ka meteorologiya*. [Agricultural meteorology]. Odesa: TES, 2012. p 635 .
11. Tarko A.M. *Antropogemnye izmeneniya global'nykh biosfernykh protsessov* [Anthropogenic changes of global biosphere processes]. Moscow: FYZMATLYT, 2005. p 231 .
12. Vasylychenko V., Rashhun M.V., Trohymova I.V. (Eds) *Ukrai'na ta global'nyj pamykovyj efekt. Knyga 2. Vrazlyvist' i adaptacija ekologichnyh ta ekonomichnyh sistem do zminy klimatu* [Ukraine and global hotbed effect. Book 2. Impressionability and adaptation of the ecological and economic systems to the change of climate]. Kiiv: Agency for rational energy use and ecology, 1998. p. 208.

## ОЦЕНКА ПРОДУКЦИОННОГО ПРОЦЕССА КАРТОФЕЛЯ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ВОСТОЧНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Свидерская С.М., канд. геогр.н.

Одесский государственный экологический университет  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, sviderskayasm@mail.ru

Рассматриваются в сравнении показатели фотосинтетической продуктивности картофеля и агроклиматические условия выращивания картофеля за период 1986-2005 гг. и ожидаемые их изменения, рассчитанные по сценариям изменения климата А1В и А2 за период 2011-2050 гг. на территории Восточной и Западной Лесостепи. Рассматриваются агрометеорологические и агроклиматические условия, при которых может наблюдаться максимальная производительность посадок картофеля.

**Ключевые слова:** изменение климата, картофель, температура воздуха, осадки, агроклиматические условия.

## **EVALUATION OF THE PRODUCTION PROCESS OF POTATO IN A CHANGING CLIMATE IN THE EASTERN AND WESTERN FOREST-STEPPE**

**Svyderska S.M.,** *Cand. Sci. (Geogr.)*

*Odessa State Environmental University  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine*

An important element of climate change is to assess changes in agro-climatic growing conditions of crops and the impact of these changes on their performance. Agriculture is the most vulnerable sector of Ukraine's economy to fluctuations and climate change. Given the inertial nature of agriculture and the dependence of the efficiency on the weather, now need to make timely and adequate solutions to complex problems caused by climate change. Due to the expected increase in air temperature of the Northern Hemisphere food security Ukraine will largely depend on how effectively adapting agriculture to future climate change. This includes advance assessment of the impact of the expected climate change on agro-climatic conditions for growing crops. Potatoes - perennial, herbaceous, plant, but in nature is treated as an annual plant, so that the life cycle, beginning with germination and ending with the formation of bubbles and the formation of mature tubers, is one growing season. Potato is one of the most important crops grown and diversified use in almost all parts of our country. But the main focus areas of potatoes in Polesie and Forest-steppe.

We consider the relative performance of the photosynthetic productivity of potato and agro-climatic conditions for growing potatoes for the period 1986 to 2005, and expected their changes calculated by the climate change scenarios A1B and A2 for the period 2011 to 2050 in Eastern and Western Forest-Steppe. We consider the agro-meteorological and agro-climatic conditions in which there may be a maximum performance of potato.

**Keywords:** climate change, potato, air temperatures, precipitation, agroclimatic conditions.

*Дата першого подання: 06.07.2015*

*Дата надходження остаточної версії : 10.09.2015*

*Дата публікації статті : 26.11.2015*

УДК 558.583

## ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН НА РЕЖИМ ЗВОЛОЖЕННЯ ВЕГЕТАЦІЙНОГО ПЕРІОДУ В УКРАЇНІ

**А.М. Польовий**, *д.геогр.н.,проф.*, **Л.Ю. Божко**, *к.г.н.,доц.*

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

Розглядається у порівнянні режим опадів, випаровування, випаровуваності, дефіциту випаровування, коефіцієнту зволоження Г.Т.Селянинова за періоди:1986 – 2005 рр(базовий період). та очікувані за трьома сценаріями зміни клімату їх значення на 2011- 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. Відзначається очікуване загальне збільшення річної кількості опадів в усіх агрокліматичних зонах, окрім Південного Степу та збільшення нерівномірності їх випадіння за сезонами року. Зменшення кількості опадів у літній період в Степовій зоні України спричинить збільшення посушливості клімату.

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

### 1. ВСТУП

Волога є одним із основних факторів життя рослин. Важливими функціями води є її участь у фотосинтезі рослин, переносі елементів живлення, забезпеченні терморегуляції тощо.

На разі в агрометеорологічній практиці для характеристики вологозабезпеченості території використовується кількість опадів, що випадають за певний проміжок часу ( рік, сезон, вегетаційний період, між фазний період і ін.), відношення фактичного водоспоживання (сумарного випаровування) до вологопотребности рослин (випаровуваності) та різних індексів, які найчастіше спираються на критерії, що пов'язані з оцінкою аномальності кількості опадів впродовж будь-якого часу.

Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів.

В кліматичних умовах України вологозабезпеченість є визначальною для отримання стабільних та високих врожаїв сільськогосподарських культур. У зв'язку з цим надзвичайно важливим є вивчення сучасної динаміки режиму опадів та її оцінки на найближчі 30-50 років.

### 2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Найбільш часто для характеристики умов зволоження території використовується стандартизований індекс опадів SPI, значенням якого є аномалія стандартизованого нормального розподілу, що відповідає визначеній не перевищеній кількості опадів.

Для характеристики умов зволоження територій, на яких вирощуються зернові культури, А.В. Мещерською та В.Г. Блажевичем запропоновано індекс, що враховує сумісний аналіз аномалій місячних значень температури повітря, кількості опадів та

оцінку площі їх розповсюдження [10].

Однак, описані вище індекси мають статистичну природу, тобто є мірою відхилення поточних значень метеорологічних величин від їх розподілу на вибраному базовому інтервалі.

Оцінка вологозабезпеченості території тільки за сумою опадів буде не зовсім повною через те, що опади це лише одна із характеристик прибуткової частини водного балансу. Тому для більш надійної характеристики вологозабезпеченості потрібно також використовувати показники потреби рослин у воді та фактичного водоспоживання. Співвідношення цих двох величин може бути надійним показником вологозабезпеченості території [8].

Існує декілька груп методів оцінки вологозабезпеченості рослин: 1 – емпірична; 2 – теоретична; 3 – за умовними показниками зволоження; 4 – за запасами вологи в ґрунті; 5 – за значеннями водного балансу поля [7,8].

Емпіричні методи засновані на припущенні, що водоспоживання рослин визначається біологічними особливостями та погодними умовами. При цьому головними показниками потреби рослин у воді є сонячна радіація, температура повітря, дефіцит насичення повітря вологою та ін.

До емпіричних методів відносяться методи І.А. Шарова, Н.Н. Іванова, А.М. Алпатьєва [1,8].

Так, І.А. Шаров запропонував розраховувати оптимальне водоспоживання рослин за даними сум температур за вегетаційний період, коефіцієнтом водоспоживання та тривалістю вегетаційного періоду.

Н.Н. Іванов оптимальне водоспоживання запропонував розраховувати за значеннями середньої за місяць температури повітря, та середньої за місяць відносної вологості.

А.М. Алпатьєв в якості основного елементу клімату, який визначає величину оптимального водоспоживання, запропонував використовувати дефіцит насичення повітря вологою з показником біологічно-



го коефіцієнту випаровування, який враховує розвиток рослин, накопичення біомаси та особливості фітоклімату [8].

До теоретичних методів оцінки забезпечення вологою рослин відносяться: комплексний метод М.І. Будико та Л.І. Зубенко, метод

С.І. Харченко, метод А.Р. Костянтинова та ін. [7,8]. Ці методи, засновані на сумісному аналізі рівнянь теплового і водного балансу. В них розглядаються дві стадії випаровування з ґрунту: перша відповідає критичному або оптимальному зволоженню ґрунту, випаровування з якого дорівнює випаровуваності, а друга – недостатньо зволоженому ґрунту з вологістю нижче критичної.

В основу розробки тепловоднобалансового методу розрахунку сумарного випаровування сільськогосподарських полів С.І. Харченко покладені рівняння теплового і водного балансу з урахуванням елементів вертикального волого обміну в зоні аерації, а також біологічних особливостей розвитку рослин [8].

Досить поширений метод визначення місячного випаровування за температурою і вологістю повітря, запропонований О.Р. Константиновим.

О.Р. Костянтинов спробував зв'язати величини випаровування з метеорологічними елементами, які вимірюються на метеорологічних станціях [8].

Найбільш поширеним та широко використовуваним індексом зволоження є гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянінова (*ГТК*), який уявляє собою відношення суми опадів (мм) ( $\Sigma P$ ) за будь-який інтервал календарного року до суми активних середньодобових температур, помножених на 0,1 за такий же період ( $0,1 \Sigma T$ ).

До основних недоліків індексу ГТК відноситься не врахування весняних запасів вологи в ґрунті, а також використання для характеристики випаровуваності показника, який залежить тільки від температури повітря [7].

П.І. Колосков запропонував показник звоженості, який визначається як відношення кількості опадів  $P$  до різниці тиску насичення за даної температури і фактичного тиску водяної пари.

Д.І. Шашко для оцінки умов зволоження запропонував показник, який розраховується як відношення суми опадів до суми середніх добових значень дефіциту тиску водяної пари.

У світовій практиці для тривалих часових інтервалів використовується індекс Палмера (*PDSI*). Цей показник розраховується за температурою повітря, сумою опадів та констант, які характеризують вологомісткість ґрунту. До недоліків *PDSI* найчастіше відноситься спрощена схема волого переносу і розрахунку потенційної евапотранспірації, чутливість до волого місткості ґрунту, не врахування впливу снігового покриву та ін.

Розроблені індекси оцінки посушливості території на основі супутникової інформації. Вони засновані на зв'язку стану рослинності з її спектральними відбивними здібностями. Розрахунок таких індексів засновується на двох найбільш стабільних факторах: червоної зони спектру (0,62 – 0,75 мкм), на яку приходить максимум поглинання сонячної радіації хлорофілом, та ближньої інфрачервоної зони (0,75 – 1,3 мкм), де спостерігається максимальний відбиток енергії клітинною структурою листка. Для оцінки умов посушливості найчастіше використовується *NDVI*, який розраховується як різниця вимірних значень інтенсивності відбивного випромінювання в червоному та ближньому інфрачервоному спектральних діапазонах, нормована до суми цих величин. Для зелених рослин індекс має значення від 0,2 до 0,8. Слід відзначити, що чим більше фітомаса, тим вище значення індексу *NDVI*.

Оцінка вологозабезпеченості рослин за запасами вологи в ґрунті заснована на співставленні запасів вологи в шарі розповсюдження коріння з вологопотребою рослин. Це співставлення дає змогу встановити кількісну оцінку водних ресурсів будь-якої території [8].

Запаси продуктивної вологи оцінюються відповідно найменшій вологомісткості. Навесні запаси продуктивної вологи метрового шару ґрунту оцінюються наступним чином: добрі – 180 – 160 мм; задовільні – 150 – 130 мм; недостатні 130 – 80 мм; погані і дуже погані 80 – 50 мм.

Метод оцінки вологи за значеннями водного балансу поля запропонований А.А. Роде полягає в тому, що використовується повне рівняння водного балансу. Встановлено, якщо витрати вологи перевищують її надходження, то рослини відчувають нестачу вологи. Навпаки, при перевищенні надходження вологи над витратами створюються умови для перезволоження ґрунту [7].

Для практичного використання найбільш доцільно використовувати декілька показників. В агрометеорологічних дослідженнях для оцінки умов зволоження найчастіше використовуються коефіцієнт Г.Т. Селянінова та Д.І. Шашко.

### 3. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для оцінки змін режиму опадів під дією можливих змін клімату в Україні було використано 3 сценарії: «м'який» - *GFDL-30 %* - це сценарій з альтернативним кількісним визначенням збільшення викидів  $CO_2$  в атмосферу на 30% [2], «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 використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів [2,3,5,6,9,11,12,13].

Одним із найпростіших методів відображення

можливих змін у кліматичному режимі будь-якої метеорологічної величини є порівняння з минулими даними, зокрема, середніми багаторічними за базовий період. В даному дослідженні за базовий береться період з 1986 по 2005 рр. у відповідності з агрокліматичним довідником України [1].

Коли розглядаються зміни клімату, то як критерії таких змін найчастіше використовуються тренди глобальних температур і опадів [2,5].

Характеристика умов зволоження аналізувалась за періоди: базовий - 1986 – 2005 рр. та розрахункові: перший період - 2011 – 2030 рр. другий період - 2031 – 2050 рр.

При цьому розглядалися такі показники: сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік; сума опадів за періоди з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С; сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування; коефіцієнт зволоження – гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК) за період травень – серпень.

#### 4. АНАЛІЗ І ОПИС РЕЗУЛЬТАТІВ

В цілому за рік на території України як у базовий період періоди так і в розрахункові прогностичні періоди 2011–2030 рр. та 2031 – 2050 рр. за різними сценаріями зміни клімату очікується зменшення кількості опадів у напрямку з північ - ного заходу на південний схід.

Проте, згідно проведених нами розрахунків, у кожній природно - кліматичній зоні, як і на всій території України в цілому, по сезонах року спостерігаються значні коливання очікуваної кількості опадів (табл.1).

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

Таблиця 1 - Порівняльна характеристика річних сум опадів по території України

Природно-кліматична зона	Базовий період	За сценаріями зміни клімату в період 2011–2030 рр.					
	1986–2005 рр.	<i>GFDL-30%</i>		<i>A1B</i>		<i>A2</i>	
	Сума опадів	Сума опадів	% від II базового періоду	Сума опадів	% від II базового періоду	Сума опадів	% від II базового періоду
Полісся	651	708	109	732	112	785	121
Лісостеп	600	705	118	665	111	723	121
Північний Степ	545	592	109	560	103	645	118
Південний Степ	464	525	113	525	113	510	110
За сценаріями зміни клімату в період 2031–2050 рр.							
Полісся	651	680	104	704	108	816	125
Лісостеп	600	646	108	724	121	799	133
Північний Степ	545	561	103	529	97	643	118
Південний Степ	464	525	113	414	89	376	81

В період з 2031 по 2050 рр. за двома сценаріями зміни клімату *CFDL-30 %* та *A1B* очікуватиметься приблизно однакова сума опадів, але вона буде на 5 % меншою, ніж в базовий період в Поліссі, Лісостепу та Північному Степу і становитиме відповідно 104, 108 та 103 %

В Південному Степу кількість опадів залишиться на рівні попереднього періоду і становитиме 525 мм за сценарієм *CFDL-30 %* мм, тобто 113 % від норми. За сценаріями *A1B* та *A2* сума опадів зменшиться до 414 мм та 376 мм і становитиме відповідно 89 % а 81 % від базової.

Кліматична норма річних опадів у Лісостепу становить 600 мм, для цієї території за усіма сценаріями очікуватиметься приблизно однакове збільшення кількості річних опадів на 10 – 18 % від базової норми.

Розрахунки в період 2031 – 2050 рр. (табл.1) по-

казують що в разі реалізації сценарію *GFDL-30 %* та *A1B* збільшення річної суми опадів в порівнянні з середньою багаторічно буде меншим, ніж в перший період на 10 %, тобто становитиме 108 %, або 646 мм. За сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься значне збільшення суми опадів в Лісостепу до 121 - 130 % від базової відповідно.

В Степовій зоні України випадає найменша кількість опадів. У Північному Степу річна кліматична норма становить 550 мм. За розрахунками сценаріїв *GFDL-30 %* та *A1B* в обидва розрахункові періоди очікується незначне збільшення річної кількості опадів до 590 мм, що становитиме на 3-9 % більше ніж база. За сценарієм *A2* в обидва розрахункові періоди очікується збільшення кількості опадів до 645 мм, що становитиме 118 % від базової.

У Південному Степу згідно проведених розрахунків всі три сценарії зміни клімату показують, що в

період 2011 – 2030 рр. відбудеться незначне збільшення річної суми опадів, в середньому на 10 %. Річна кількість опадів становитиме 525 мм за сценаріями *GFDL-30 %* та *A1B* і 510 мм за сценарієм *A2*. В період 2031 – 2050 рр. в Південному Степу тенденція збільшення суми опадів буде спостерігатись тільки за сценарієм *GFDL-30 %*. За іншими сценаріями очікувані суми опадів зменшаться і становитимуть в середньому 85 % від базової суми.

Згідно проведених нами розрахунків у кожній природно - кліматичній зоні по сезонах року будуть спостерігатись значні коливання опадів.

**Полісся.** На території Полісся найменша кількість опадів в середньому багаторічному в базовий період припадає на зимовий період і становить у середньому багаторічному 104 мм. Як видно із табл. 2. за всіма сценаріями змін клімату на період до 2030 р. кількість зимових опадів буде збільшуватись в порівнянні з середньою багаторічною. Найвідчутніше збільшення показують розрахунки за сценаріями *A1B* і *A2* - до 161 та до 157 мм. За сценарієм *CFDL-30 %* сума опадів збільшиться на 16 %.

У весняний період середня багаторічна кількість опадів становила 145 мм. Для розрахункового періоду 2011–2030 рр. значне збільшення кількості опадів показує сценарій *A2* - до 196 мм, що становитиме 135 % від базового періоду. За сценарієм *CFDL-30 %* можна очікувати збільшення кількості опадів у весняний період до 157 мм, тобто на 8 % більше, ніж в базовий період. Сценарій зміни клімату *A1B*, навпаки, прогнозує зменшення кількості опадів навесні до 76 мм, що становитиме лише 52 % від кліматичної норми.

Для розрахункового періоду 2031 – 2050 рр. за всіма сценаріями в Поліссі очікується збільшення опадів навесні. Найменша сума опадів очікуватиметься за сценарієм *A1B* – 152 мм, тобто всього на 5 % вище від базової суми. Найвища сума опадів очікується за сценарієм *CFDL-30 %* - 232 мм, тобто на 69 % вище від середньої багаторічної.

Середня багаторічна кількість опадів влітку у Поліссі становить 249 мм. За розрахунками, за сценаріями *A1B* та *A2* кількість опадів влітку до 2050 року майже не зміниться, за сценарієм зміни клімату *CFDL-30 %* можна очікувати збільшення кількості опадів до 298 мм, тобто до 120 % від базової суми.

Слід зазначити, що можна очікувати і зміну такого важливого показника зволоження території як гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянінова. Якщо в базовий період 1986–2005 рр. *ГТК* становив 1,5, то за розрахунками за сценаріями *CFDL-30 %* та *A1B* очікуватиметься незначне збільшення сухості території *ГТК* становитиме 1,38 – 1,4 відн. од. відповідно в обидва розрахункові періоди. А розрахунки за сценарієм зміни клімату *A2* вказують на підвищення *ГТК* до 1,7 відн. од. у зв'язку з підвищенням кількості опадів.

Восени, як видно з даних табл.2, середня багаторічна сума опадів за базовий період в Поліссі стано-

вить 153 мм. Розрахунки за сценаріями змін клімату показують, що в обидва розрахункові періоди тільки за сценаріями *CFDL-30 %* слід очікувати незначне зменшення кількості опадів до 132 мм (86 %). За сценарієм *A1B* сума опадів залишиться на рівні базової, а за сценарієм зміни клімату *A2* очікується ріст суми опадів до 175 мм (114 % від базової).

**Лісостеп.** На території Лісостепу за середніми багаторічними даними кількість опадів взимку становить 101 мм (табл.2). Всі сценарії зміни клімату вказують на підвищення кількості зимових опадів. Сценарії *A1B* та *A2* дають майже однакові результати. Згідно розрахунків кількість очікуваних зимових опадів в період 2011 – 2030 рр. становитиме 145 і 147 мм відповідно, що долівнює 145 % від кліматичної норми. Сценарій *CFDL-30 %* також вказує на підвищення кількості опадів, але не таке значне – до 158 мм (на 17 % більше від базової суми). В другий розрахунковий період за усіма сценаріями взимку в Лісостепу відбудеться значне збільшення суми опадів від 196 мм за сценарієм *CFDL-30 %* до 184 мм за сценарієм *A1B*.

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

У літній період на території Лісостепу за середніми багаторічними даними випадає 222 мм опадів. За сценаріями зміни клімату *CFDL-30 %* та *A2* буде очікуватись збільшення кількості опадів до 296 та 240 мм відповідно, і лише сценарієм *A1B* не прогнозується зміна кількості літніх опадів в період до 2030 р.

**ГТК** за двома сценаріями *CFDL-30 %* та *A1B* становитиме 1,2 відн. од., за сценарієм *A2* *ГТК* - до 1,5.

В другий розрахунковий період суми опадів влітку за трьома сценаріями будуть перевищувати середню багаторічну суму і становитимуть біля 240 мм за сценаріями *CFDL-30 %* та *A1B*, за сценарієм *A2* – біля 268 мм, тобто перевищуватимуть базову суму на 20 %.

Коефіцієнт Г.Т. Селянінова за двома сценаріями зменшиться до 1,1 відн. од., а за сценарієм *A2* – до 1,3 відн. од. Це говорить про те, що посушливість території Лісостепу буде поступово збільшуватись.

Восени за середніми багаторічними даними в Лісостепу випадало до 142 мм. Для території Лісостепу розрахунки за сценаріями *CFDL-30 %* та *A1B* вказують на зменшення кількості опадів до 121 мм (85 %) та 129 мм (91 %) відповідно в період 2011 – 2030 рр. За сценарієм *A2* очікуватиметься незначне збільшення кількості опадів до 161 мм (тобто на 5 % вище від норми). Що стосується другого розрахункового періоду, то восени за усіма сценаріями опади очікуватимуться на рівні середніх багаторічних.

**Степ.** Ця природна зона займає майже 40 % території України, поділяється на Північний та Південний Степ і дуже нерівномірна за умовами зволоження.

На території *Північного Степу* найменша кількість опадів випадає взимку і за середніми багаторіч-

ними даними становить 95 мм (табл.2). За розрахунками за усіма сценаріями на період до 2030 р. очікуватиметься збільшення сум опадів. Найвідчутніше збільшення опадів очікується за сценарієм *A1B* та *A2* - до 145 та 153 мм відповідно. За сценарієм *CFDL-30* збільшення сум опадів становитиме 107 % від базової суми. .

В період з 2031 по 2050 рр. взимку теж очікується збільшення сум опадів за усіма сценаріями змін клімату. За сценарієм *CFDL-30* %сума опадів становитиме 130 мм (тобто на 37 % вище норми). За сценаріями *A1B* та *A2* збільшення сум опадів буде майже однаковим і становитиме 145 мм, що становитиме 1 більше 150 % від базової суми. (табл.2).

Навесні також очікуватиметься збільшення кількості опадів в період до 2030 року за усіма сценаріями зміни клімату.

В другий розрахунковий період з 2031 по 2050 рр. відчутне збільшення опадів навесні очікується тільки за сценарієм *A2* - до 163 мм. За сценарієм *A1B* сума опадів очікується майже на рівні середньої багаторічної, за сценарієм *CFDL-30* % очікується зменшення суми опадів до 98 мм, що становитиме тільки 83 % від суми опадів базового періоду.

Влітку кліматична норма в Північному Степу досягає 195 мм. Як видно з табл.2 за сценарієм зміни клімату *GFDL-30* % на період до 2030 року очікуватиметься незначне підвищення суми опадів - до 208 мм, що становитиме 107 % від базової суми. За сценаріями зміни клімату *A1B* та *A2* в цей період суми опадів значно зменшаться і становитимуть біля

170 мм, що складатиме 87 % від середньої багаторічної. Очікується зменшення *ГТК* за сценарієм *GFDL-30* % до 0,9. За іншими сценаріями *ГТК* залишиться на рівні середнього багаторічного значення..

В другий розрахунковий період за усіма сценаріями зміни клімату сума опадів очікуватиметься влітку в Північному Степу в межах середньої багаторічної. *ГТК* за сценаріями *GFDL-30* % та *A1B* зменшиться відповідно до 0,96 та 0,89 в порівнянні з середніми багаторічними даними, а за сценарієм *A2* залишиться без зміни.

Восени середня багаторічна кількість опадів в осінній період становить 137 мм. За сценаріями *CFDL-30* % та *A1B* в період до 2030 року кількість опадів буде меншою, всього 93 та 87 % від середньої багаторічної. За сценарієм *A2* кількість опадів восени дещо підвищиться – до 157 мм, тобто становитиме 115 % середньої багаторічної.

В період з 2031 по 2050 рр. за сценаріями зміни клімату *GFDL-30* % та *A1B* очікуватиметься зменшення суми опадів до 94 та 86 % відповідно від середньої багаторічної суми. За сценарієм *A2* сума опадів очікуватиметься на рівні середньої багаторічної.

*Південний Степ.* Територія Південного Степу отримує ще менше вологи, ніж Північний Степ. Найменша кількість опадів теж випадає взимку. Кліматична норма цього сезону становить 91 мм (табл.2).

Таблиця 2 - Порівняльна характеристика режиму зволоження за сезонами року на території України

За сценаріями зміни клімату в період 2011–2030 рр.											
Сезон	І-й період (1986 -2005рр.)		<i>GFDL-30</i> %			<i>A1B</i>			<i>A2</i>		
	Сума опадів в, мм	ГТК	Сума опадів, мм	% від базового періоду	ГТК	Сума опадів в, мм	% від базового періоду	ГТК	Сума опадів в, мм	% від базового періоду	ГТК
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Полісся</b>											
Зима	104		121	116		161	155		157	151	
Весна	145		157	108		76	52		196	135	
Літо	249	1,5	298	120	1,3	246	99	1,4	257	103	1,6
Осінь	153		132	86		149	97		175	114	
Рік	651		708	109		732	112		785	121	
<b>Лісостеп</b>											
Зима	101		129	128		145	144		147	146	
Весна	135		158	117		169	125		175	130	
Літо	222	1,3	296	133	1,3	222	100	1,3	240	108	1,4
Осінь	142		121	85		129	91		161	105	
Рік	600		705	118		665	111		723	121	
<b>Північний Степ</b>											
Зима	95		130	137		145	153		153	161	
Весна	118		126	107		128	108		163	138	
Літо	195	1,0	208	107	0,9	169	87	1,0	172	88	1,1
Осінь	137		128	93		118	86		157	115	
Рік	545		592	109		560	103		645	118	

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Південний Степ											
Зима	91		113	124		176	193		143	157	
Весна	102		113	111		97	95		122	120	
Літо	155	0,9	183	118	0,7	97	63	0,6	115	74	0,7
Осінь	116		116	100		155	134		130	112	
Рік	464		525	113		525	113		510	110	
Період 2031 – 2050 рр.											
Полісся											
Зима	104		117	113		157	151		161	154	
Весна	145		232	169		152	105		202	139	
Літо	249	1,5	264	106	1,4	242	98	1,38	276	111	1,7
Осінь	153		135	88		155	101		176	115	
Рік	651		748	115		732	112		800	123	
Продовження табл.2											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Лісостеп											
Зима			196	194		184	149		168	166	
Весна	135		167	124		156	115		193	143	
Літо	222	1,3	243	109	1,23	240	108	1,31	268	121	1,6
Осінь	142		153	107		143	100		171	120	
Рік	600		763	127		704	117		800	133	
Північний Степ											
Зима	95		130	137		145	152		149	153	
Весна	118		98	83		128	108		161	136	
Літо	195	1,0	199	102	0,96	169	101	0,89	192	99	1,0
Осінь	137		129	94		118	86		142	102	
Рік	545		556	102		560	102		643	118	
Південний Степ											
Зима	91		185	203		122	134		117	128	
Весна	102		101	115		117	115		87	85	
Літо	155	0,9	177	114	0,63	91	59	0,52	69	44	0,48
Осінь	116		51	44		98	84		102	88	
Рік	464		514	111		428	92		376	81	

Розрахунки за трьома сценаріями зміни клімату до 2030 року вказують на підвищення кількості опадів в зимовий період. Причому саме для території Південного Степу слід очікувати найсуттєвіший ріст кількості зимових опадів. Найбільше зростання сум опадів взимку очікуватиметься за сценарієм *A1B* – майже вдвічі до 176 мм (193 %). Трохи менше зростання відзначатиметься за сценарієм *A2* – до 143 мм (157 %), за сценарієм *CFDL-30 %* сума опадів зросте до 113 мм (124 %).

В другий розрахунковий період з 2031 по 2050 рр. тенденція збільшення опадів в зимовий період буде зберігатись.

Навесні, при кліматичній нормі опадів 102 мм в період до 2030 року за сценаріями *CFDL-30 %* та *A2* можливе незначне підвищення кількості опадів до 113 мм (111 %), 122 мм (120 %) відповідно. Сценарій *A1B* вказує на те, що очікуватиметься незначне зменшення кількості опадів до 97 мм (95 %). Тобто, можна сказати, що режим зволоження Південного Степу весною суттєво не зміниться.

В період з 2031 по 2050 рр. за сценаріями зміни

клімату *GFDL-30 %* та *A1B* сума опадів очікується трохи вищою середньої багаторічної – 115 %. За сценарієм *A2* сума опадів значно зменшиться і становитиме 87 мм, тобто 85 % від норми.

За середніми багаторічними даними за літній період у Південному Степу випадає 155 мм опадів. За аналізом отриманих результатів розрахунків в період до 2030 року за сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься зменшення кількості літніх опадів. Найбільш суттєве зниження відзначається за сценаріями *A1B* та *A2*- до 97 мм та 115 мм відповідно, що становитиме всього 63 % та 74 % від кліматичної норми. І лише сценарій зміни клімату *CFDL-30 %* вказує на можливе підвищення кількості опадів до 183 мм.

Розрахунки за сценаріями зміни клімату в період з 2031 по 2050 рр. показують, що за сценарієм *CFDL-30 %* очікуватиметься зростання суми опадів за літо до 177 мм, що становитиме 114 % від середньої багаторічної. За сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься різке зменшення опадів влітку до 91 та 69 мм відповідно, що становитиме тільки 59

та 44 % від середньої багаторічної суми опадів. За трьома сценаріями зміни клімату в Південному Степу зросте рівень посушливості, ГТК становитиме 0,63, 0,52 та 0,48 відн. од. відповідно.

Восени період на території Південного Степу за середніми багаторічними даними випадало 116 мм опадів. За сценарієм *CFDL-30 %* в період до 2030 року їх кількість не зміниться, за сценаріями *A1B* та очікуватиметься збільшення до 155 мм та 130 мм відповідно, що становитиме 134% та 112 % від кліматичної норми.

В період з 2031 по 2050 рр. розрахунки за трьома сценаріями зміни клімату показали що очікуватиметься різке зменшення суми опадів восени Найменша сума опадів очікуватиметься за сценарієм *CFDL-30 %* – 51 мм, тобто тільки 44 % від базової суми опадів. За сценаріями *A1B* та *A2* очікуватиметься майже однакова сума опадів біля 100 мм, тобто 86 % від кліматичної норми.

Для сільськогосподарських культур велике значення має вологозабезпеченість вегетаційного періоду більшості сільськогосподарських культур,

тобто періоду з температурами повітря вище 5 та 10 °С. Тому доцільно також розглянути розподіл сум опадів в періоди з температурами повітря вище 5 та 10 °С, а також такі показники зволоження як сумарне випаровування, випаровуваність та дефіцит випаровування.

*Полісся.* Як видно із табл. 3 середня багаторічна сума опадів в Поліссі за період з температурою повітря вище 5 °С становила 421 мм.

Розрахунки за трьома сценаріями показали, що і в першій і в другий розрахункові періоди сума опадів підвищуватиметься у порівнянні з середньою багаторічною, при чому збільшення опадів по періодах майже однакове за двома сценаріями *CFDL-30 %* та *A2* – до 595 мм, що вище середньої багаторічної суми більше як на 170 мм. За сценарієм *A1B* збільшення суми опадів очікується в меншій мірі, але все ж таки перевищуватиме базову суму майже на 60 мм і становитиме близько 480 мм.

**Таблиця 3** - Режим зволоження в Поліссі і Лісостепу за різними сценаріями зміни клімату в періоди з температурою повітря вище 5-ти та 10-ти °С

Сценарії	Сума опадів (мм) за періоди, за періоди з температурою повітря вище		Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування, Мм	ГТК
	5 °С	10 °С				
1986-2005 р.	421	368	506	1310	805	1,4
Полісся. Період 2011 – 2030 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	592	505	580	1738	1159	1,3
Різниця	171	137	74	428	354	0,1
<i>A1B</i>	481	401	591	1119	528	1,4
Різниця	60	33	85	-191	-451	0
<i>A2</i>	537	444	614	1065	451	1,7
Різниця	116	76	108	-245	-354	0,3
Період 2031 – 2050 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	596	511	582	1741	1159	1,3
Різниця	175	143	76	431	354	0,1
<i>A1B</i>	476	416	587	1158	571	1,3
Різниця	55	48	81	-152	-234	-0,1
<i>A2</i>	586	467	636	1096	460	1,7
Різниця	165	99	130	-214	-345	0,3
Лісостеп						
1986 – 2005р.	391	327	493	1305	812	1,2
2011 – 2030 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	505	424	519	1692	1152	1,1
Різниця	114	97	26	367	340	-0,1
<i>A1B</i>	412	353	446	1285	839	1,2
Різниця	21	26	-47	-20	27	0
<i>A2</i>	479	414	467	1233	766	1,5
Різниця	88	87	-26	-72	-46	0,3
2031 – 2050 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	523	460	531	1662	1131	1,1
Різниця	132	133	38	357	319	-0,1
<i>A1B</i>	459	383	581	1166	585	1,3
Різниця	68	56	39	139	-227	0,2
<i>A2</i>	514	440	610	1082	472	1,3
Різниця	123	113	117	-223	-340	0,2

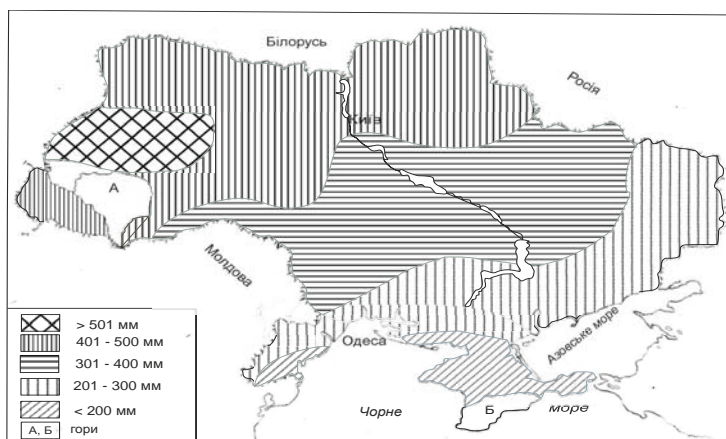


Рис. 1 - Сума опадів за період з температурами повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм А1В на період 2031 – 2050 рр.

Відчутно зростуть також суми опадів розрахованих за сценаріями змін клімату і за період з температурами вище 10 °С.

Сумарне випаровування за середніми багаторічними даними в Поліссі становить 506 мм. Як видно із табл.3 при розрахунках за сценаріями зміни клімату в обидва періоди (2011-2030 рр та 2031-2050 рр.) воно значно зростає пояснюючись як підвищенням температури повітря, так і збільшенням суми опадів. При цьому за двома сценаріями GFDL-30 % та А1В сумарне випаровування буде майже однаковим і становитиме 580 – 590 мм. За сценарієм А2 воно очікуватиметься значно вище і становитиме в перший розрахунковий період 614 мм, в другий – 636 мм, що перевищуватиме середні багаторічні величини сумарного випаровування відповідно на 108 та 130 мм.

Середня багаторічна випаровуваність в Поліссі становила 1310 мм. За даними розрахунків за сценаріями змін клімату випаровуваність зростає в порівнянні з середньою багаторічною в обидва розрахункові періоди тільки за сценарієм GFDL-30 % на 430 мм і становитиме біля 1740 мм.

За двома іншими сценаріями випаровуваність зменшиться в порівнянні з середньою багаторічною в обидва розрахункові періоди в середньому на 165 мм і становитиме біля 1130 мм. Дефіцит випаровування в Поліссі в середньому багаторічному становив біля 800 мм. За сценарієм GFDL-30 % дефіцит випаровування зростає до 1159 мм і перевищуватиме середню багаторічну величину на 354 мм. За сценаріями А1В та А2 дефіцит випаровування очікуватиметься значно нижчий від середнього багаторічного і становитиме відповідно 530 та 350 мм.

Середнє багаторічне значення коефіцієнта зволоження ГТК становило 1,4 відн. од. Розрахунки за сценаріями змін клімату показують, що значення ГТК суттєво зростає в Поліссі тільки за реалізації сценарію А2 і становитиме 1,7 відн. од., що перевищує середні багаторічні значення на 0,3 відн. од.

**Лісостеп.** В Лісостеповій зоні середня багаторічна сума опадів вище 5 °С становить 391 мм (табл.3).

Як видно із табл.3 за трьома сценаріями зміни клімату очікуватиметься зростання суми опадів за період з температурами вище 5 °С в порівнянні з середніми багаторічними сумами опадів на 88 - 120 мм, і становитиме 470 – 520 мм.

Сума опадів за період з температурами вище 10 °С як середня багаторічна, так і розрахована за різними сценаріями зміни клімату представлена в табл. 3, на рис. 1 та рис. 2.

Як видно із табл.3 тенденція зростання сум температур вище 10 °С подібна тенденції сум температур вище 5 °С, навіть різниця в кількісних показниках майже співпадає як по періодах розрахунку, так і за окремими сценаріями.

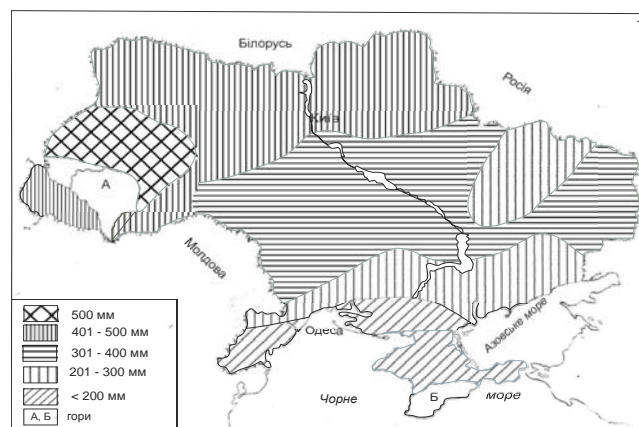


Рис. 2 - Сума опадів за період з температурами повітря вище 10 °С за кліматичним сценарієм А2 на період 2031 – 2050 рр

Зростання сум опадів сприятиме зростанню величин сумарного випаровування. В Лісостеповій зоні середнє багаторічне випаровування становить 493 мм. Розраховані за сценаріями значення випаровуваності не співпадають з розрахованою динамікою опадів. Так, збільшення випаровування в період до 2030 року очікуватиметься тільки за сценарієм GFDL-30 %. Воно становитиме 519 мм.

Розраховані значення випаровуваності за сценаріями в період до 2030 року показують, що очікується

зростання випаровуваності тільки за сценарієм *GFDL-30 %* до 1690 мм, тобто буде вище середньої багаторічної величини на майже на 370 мм. Інші два сценарії прогнозують зменшення випаровуваності до 1280 мм.

Дефіцит випаровування в середньому багаторічному по Лісостеповій зоні становить 812 мм. У відповідності із зростанням випаровуваності за сценарієм *GFDL-30 %*, зростає і дефіцит випаровування до 1150 мм в обидва розрахункові періоди. В разі реалізації сценарію *A1B* в перший розрахунковий період дефіцит випаровування матиме значення на рівні середнього багаторічного в період до 2030 року і менше його в другий розрахунковий період на 230 мм. За сценарієм *A2* в обидва розрахункові періоди дефіцит випаровування буде меншим середнього багаторічного значення на 50 мм в перший розрахунковий період та на 340 мм – в другий.

Значення *ГТК* в середньому багаторічному становить 1,2 відн. од. За сценарієм *GFDL-30 %* зменшиться до 1,1 відн. од., за сценарієм *A1B* залишиться на рівні середнього багаторічного, за сценарієм *A2* зростає до 1,3 відн. од.

*Північний Степ.* В степових районах України найбільші площі під сільськогосподарськими культурами, а, особливо, зерновими. Тому характеристика вологозабезпеченості має дуже велике значення.

В середньому багаторічному сума опадів в Північному Степу за період з температурами вище 5 °С становила 387 мм, за період з температурами вище 10 °С – 325 мм. За даними розрахунків за сценаріями змін клімату в Північному Степу очікується збільшення сум опадів і за період з температурами вище 5 °С і за період з температурами вище 10 °С за сценаріями *GFDL-30 %* та *A2*. Перевищення над середньою багаторічною становитиме 70 – 100 мм. В разі реалізації сценарію *A1B* слід очікувати незначне зменшення опадів не більше 30 мм у порівнянні з середньою багаторічною сумою опадів (табл. 4).

Сумарне випаровування в Північному Степу за усіма сценаріями перевищуватиме в обидва розрахункові періоди середнє багаторічне сумарне випаровування, яке становить 432 мм. Це перевищення в обидва розрахункові періоди за усіма сценаріями зміни клімату становитиме 75 – 80 мм.

Випаровуваність у Північному Степу за сценарієм *GFDL-30 %* буде вищою за середнє багаторічне її значення на 480 мм і становитиме 1882 мм в обидва розрахункові періоди. За іншими двома сценаріями *A1B* та *в сер2* випаровування зменшуватиметься в обидва розрахункові періоди і становитиме відповідно 1220 та 1168 мм. У відповідності зі зміною випаровуваності зміниться і дефіцит випаровування, середнє багаторічне значення якого становить 902 мм. За сценарієм *GFDL-30 %* дефіцит випаровування зростає до 1316 мм в перший розрахунковий період та до 1220 мм – в другий.

За сценаріями зміни клімату *A1B* та *A2* дефіцит випаровування зменшиться на 180 – 200 мм і становитиме 600 – 750 мм.

В Північному Степу середнє багаторічне значення *ГТК* становить 1,1. За двома сценаріями *GFDL-30 %* та *A1B* очікуватиметься зменшення *ГТК* до 0,9 – 0,8 відн.од. Тільки за сценарієм *A2* значення *ГТК* залишиться на рівні середнього багаторічного.

*Південний Степ.* Це найбільш посушлива зона України. Середня багаторічна кількість опадів за період з температурою повітря вище 5 °С становить 340 мм, за період з температурою 10 °С – 284 мм. Розрахунки величин зволоження як середніх багаторічних, так і розрахованих за сценаріями змін клімату наводяться в (табл.4).

Із табл. 4 видно, що в середньому багаторічному сума опадів за період з температурою повітря вище 5 °С була найнижчою ніж в усіх природно – кліматичних зонах і становила 340 мм. Подібне спостерігається із сумами опадів за період з температурою повітря вище 10 °С, де вона становить 284 мм.

Як показали розрахунки за сценаріями змін клімату в період з 2011 – 2030 рр. тільки за сценарієм *GFDL-30 %* суми опадів за періоди з температурами вище 5 °С та вище 10 °С зростуть до 480 та 400 мм відповідно. За сценаріями змін клімату *A1B* та *A2* відзначатиметься зменшення сум опадів в порівнянні з середньою багаторічною сумою в обидва розрахункові періоди на 30 – 50 мм.

Сумарне випаровування в Південному Степу в середньому багаторічному теж нижче, ніж в інших природно – кліматичних зонах України і становить 394 мм. За розрахунками за усіма сценаріями змін клімату воно буде зростати обидва розрахункові періоди.

Особливо відчутне зростання сумарного випаровування відбудеться в період 2011 – 2030 рр. за сценарієм *A2* і становитиме 536 мм, тобто на 140 мм перевищуватиме середню багаторічну величину.

Середня багаторічна випаровуваність в Південному Степу становить 1427 мм. Розрахунки показали, що за сценарієм *GFDL-30 %* випаровуваність зростає майже до 1840 мм в обидва розрахункові періоди, за сценарієм *A1B* випаровуваність зростає тільки в період 2031 – 2050 рр. За сценарієм *A2* очікуватиметься різке зменшення випаровуваності на 290 мм в період 2011 – 2030 рр., в період 2031 – 2050 рр. – на 90 мм.

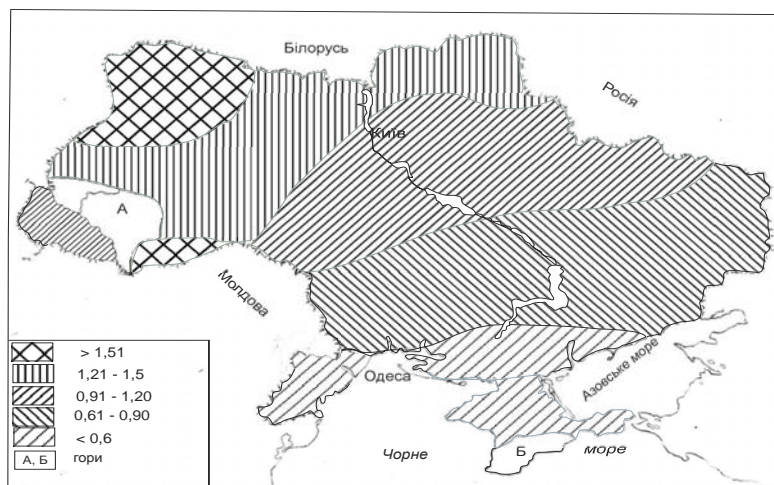
Відповідно із змінами сумарного випаровування та випаровуваності змінюватиметься і дефіцит випаровування. У Південному Степу його значення найвище по території України і в середньому багаторічному становить 1033 мм..

За сценаріями змін клімату дефіцит випаровування зростає тільки за умови реалізації сценарію *GFDL-30 %* в обидва розрахункові періоди і становитиме 1350 та 1270 мм відповідно.



Таблиця 4 - Режим зволоження Степової зони за різними сценаріями змін клімату

Сценарії	Сума опадів за періоди, мм		Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування, мм	ГТК
	З температурою повітря вище					
	5 °C	10 °C				
1986-2005 р.	387	325	432	1334	902	1,1
Північний Степ 2011 – 2030 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	490	412	500	1822	1316	0,9
Різниця	103	87	75	488	414	-0,2
<i>A1B</i>	369	310	507	1229	722	0,85
Різниця	-18	-15	82	-105	-180	-0,25
<i>A2</i>	401	337	536	1138	602	1,1
Різниця	14	-12	104	-196	-300	0
2031 – 2050 рр.						
<i>GFDL-30%</i> ;	457	391	512	1807	1221	0,9
Різниця	70	66	80	473	319	-0,1
<i>A1B</i>	351	295	511	1270	759	0,8
Різниця	-36	-30	79	-64	-143	0,2
<i>A2</i>	460	340	550	1168	618	1,1
Різниця	3	15	118	-168	-284	0
Південний Степ						
1986 - 2005р.	340	284	394	1427	1033	0,8
2011 – 2030 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	486	407	492	1845	1353	0,8
Різниця	146	123	98	418	322	0
<i>A1B</i>	306	233	459	1390	931	0,55
Різниця	-34	-51	65	-37	-102	-
						0,25
<i>A2</i>	302	193	536	1138	602	0,48
Різниця	-38	-91	142	-289	-431	-
						0,32
2031 – 2050 рр.						
<i>GFDL-30 %</i> ;	424	375	469	1834	1265	0,7
Різниця	84	91	75	407	232	-0,1
<i>A1B</i>	322	232	450	1452	1002	0,5
Різниця	-18	-52	56	15	-31	-0,3
<i>A2</i>	302	193	420	1339	969	0,55
Різниця	-122	-91	26	-88	-64	-
						0,15

Рис. 3 - Розподіл очікуваних значень ГТК за сценарієм *A1B* за період до 2050 року

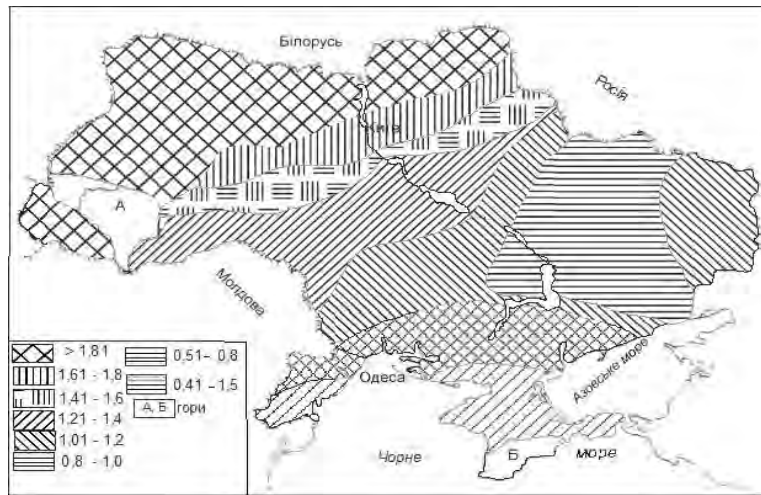


Рис. 4 - Розподіл значень ГТК за сценарієм А2 за період до 2050 року.

Зміни ГТК в природно – кліматичних зонах за різними сценаріями змін клімату в період до 2030 року будуть неоднозначними. Так, ГТК за сценарієм зміни клімату GFDL-30 % буде нижче середніх багаторічних значень в усіх природно – кліматичних зонах України і змінюватиметься від 1,26 відн. од. в Поліссі до 0,8 відн. од. в Південному Степу.

В разі реалізації сценарію А1В в Поліссі очікуватиметься незначне зменшення ГТК до 1,4 відн. од. В Лісостеповій зоні і в Північному Степу ГТК очікуватиметься на рівні середніх багаторічних значень. В Південному Степу зменшення ГТК очікуватиметься суттєвим і становитиме 0,5 відн. од.

За сценарієм зміни клімату А2 в Поліссі, Лісостепу і Північному Степу відзначатиметься перевищення очікуваних значень ГТК над середнім багаторічним його значенням на 0,2 відн.од. В Південному Степу навпаки, буде спостерігатись зменшення ГТК в порівнянні з середнім багаторічним на 0,2 відн.од.

Розрахунки ГТК за сценаріями кліматичних змін в період 2031 – 2050 рр. показали дещо іншу його динаміку. Так, в Поліссі, Лісостепу і Північному Степу за сценаріями GFDL-30 % та А1В значення ГТК очікуватиметься в межах середніх багаторічним величин з відхиленням в сторону зменшення не більше 0,1 відн. од. (рис. 3) За сценарієм А2 в цих зонах України значення ГТК зросте в Поліссі до 1,68 відн. од., в Лісостеповій зоні – до 1,59 відн. од. , в Північному Степу – до 1,12 відн. од. В Південному Степу , навпаки, відзначатиметься зменшення ГТК до 0,63 відн. од., 0,52 та 0,48 відн. од. відповідно.

На рис. 3 та рис.4 наводиться розподіл ГТК по території України , розрахований за різними сценаріями змін клімату на період до 2050 року. У розрахунковий період до 2050 року в Південному Степу в серед-

ньому багаторічному значення ГТК було 0,8 відн. од.

За сценарієм зміни клімату А1В і А2 значення ГТК зменшиться до 0,5 відн. од.( рис.3, та рис.4).

Тобто, за розрахунками ГТК видно, що в очікуваний період за сценаріями змін клімату А1В та А2 можливе зростання сухості клімату.

## 5. ВИСНОВКИ

На основі аналізу результатів розрахунків за різними кліматичними сценаріями показників вологозабезпеченості по природно – кліматичних зонах України в періоди з 2011 по 2030 рр.та з 2031 по 2050 рр. можна сказати, що за різними сценаріями очікуються різні зміни кліматичних показників зволоження в різних природно – кліматичних зонах. Але є одна риса впливу змін клімату на величину кліматичних показників зволоження , яка характерна для усіх сценаріїв, це зростання екстремальності в літній та осінній період, особливо, в Степовій зоні і східних районах Лісостепу України.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрокліматичний довідник по території України. /За ред. Т.І. Адаменко, М.І. Кульбіді, А.Л. Прокопенко. – Кам'янець-Подільськ, 2011. – 107 с.
2. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 694 с.
3. Израэль Ю.А. Последствия изменения климата для России // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений./[Ю.А. Израэль, Ю.А.Антохин и др.] – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.
4. Краковська С.В. Паламарчук Л.В., Шедененко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. / С.В. Краковська,

- Л.В. Паламарчук, І.П. Шедеменко, Г.О. Дюкель, Н.В. Гнатюк // *Наук. праці УкрНДГМІ.* – 2008. – № 257. – С. 42-60.
5. Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений. / В.Ф. Логинов – Минск: Наука і тэхніка, 1992. – 320 с.
  6. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. / Под ред. С.М. Семенова.-М., 2012. -511 с.
  7. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур /А.Н. Полевой – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
  8. Польовий А.М. Сільськогосподарська метеорологія. / Польовий А.М. –Одеса.:»ТЕС», 2012.- 635 с.
  9. Тарко А.М. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов /А.М. Тарко . – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. – 231 с.
  10. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Ращуна, І.В. Трохимової. – К: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998.- 208 с.
  11. Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. *Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 94 p.* (Eds: Solomon S.D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K.B. Averyt M. Tignor and H.L. Miller ).
  12. 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. *Meteor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.
  13. Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report* , 1996, no. 218.
- logija, 2011. 694 p.
3. Israhel Ya, Antokhin Ya. etc. *Sostojanie I kompleksnyi monitoring prirodnoi sredy I klimata. Predely izmerenie.* [The State and complex monitoring of natural environment and climate. Limits of changes]. Moscow: Science, 2001, pp. 40-64.
  4. Krakovs'ka S.V., Palamarchuk L.V., Shedemenko I.P., Djukel' G.O., Gnatjuk N.V. *Nauk. praci UkrNDGMI* –Proc. of USRHMI, 2008, no. 257. pp. 42-60.
  5. Lohynov V.D. *Prichiny i sledstviia klimaticheskikh izmenenii.* [Causes and effects of climatic changes]. Minsk: Navuka tэхnika, 1992. 230 p.
  6. Semenov S.M. (Ed.). *Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlia fizicheskikh I biologicheskikh sistem* [Methods of estimation of consequences of change of climate for physical and biological systems]. Moscow, 2012. 511 p.
  7. Polevoy A.N. *Teoriya i raschet produktivnosti selskohoziaystvennykh kultur* [Theory and calculation of the productivity of agricultural cultures ] Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. 175 p.
  8. Pol'ovyy A.M. *Sil's'kogospodars'ka meteorologija* [Agricultural meteorology]. Odessa.:TES, 2012. 635 p.
  9. Tarko A.M. *Antropogennye izmeneniia globalnykh biosfernykh processov* [Anthropogenic changes of global biosphere processes]. Moscow: FYZMATLYT, 2005. 231 p.
  10. Vasylychenko V., Rashhun M.V., Trohymova I.V.. *Ukrain'a ta global'nyj pamykovyj efekt. Knyga 2. Vraz-lyvist' i adaptacija ekologichnyh ta ekonomichnyh system do zminy klimatu* [Ukraine and global hotbed effect. Book 2. Impressionability and adaptation of the ecological and economic systems to the change of climate]. Kiiv: Agency for rational energy use and ecology, 1998. 208 p.
  11. Christensen J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton. *Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 94 p.* (Eds: Solomon S.D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K.B. Averyt M. Tignor and H.L. Miller ).
  12. 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. *Meteor. Atm.*, 2001, no. 77, pp. 61-73.
  13. Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report* , 1996, no. 218.

## REFERENCES

## ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА РЕЖИМ УВЛАЖНЕНИЯ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА В УКРАИНЕ

Полевой А.Н., д.геогр.н.,проф.,  
Л.Е. Божко, к.г.н.,доц.

Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская,15 , 65016, Одесса, Украина, [apolevoy@te.net.ua](mailto:apolevoy@te.net.ua)

Рассматривается в сравнении режим осадков, испарения, испараемости, дефицита испарения, коэффициента увлажнения Г.Т. Селянинова за периоды: 1986 -2005 гг (базовый период) и ожидаемые за

тремя сценариями изменений климата их значений в период с 2011 по 2030 и с 2031 по 2050 годы. Отмечается ожидаемое общее увеличение годового количества осадков и увеличение неравномерности их распределения по сезонам года во всех почвенно-климатических зонах Украины, кроме Южной Степи. Уменьшение количества осадков в Южной Степи, особенно в весенне-летний период вызовет увеличение засушливости климата.

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

## INFLUENCE OF CLIMATIC CHANGES ON MODE OF MOISTENING OF VEGETATION PERIOD IN UKRAINE

**Pol'ovyy A.M.**, Dr Sci. (Geogr.), Prof.,  
**Bozhko L.Y.**, Cand. Sci. (Geogr.), Assoc. Prof.

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

Climatic terms of Ukraine of material well-being by moisture is qualify cater for thereceipt of stable and high harvests of agricultural cultures. In this connection extraordinarily important is a study of modern dynamics of the mode of precipitations and its estimation on the 30-50 nearest years. The mode of fallouts, evaporation, is evaporated, deficit of evaporation, a coefficient moistening of G.T Selyaninov is examined in comparison for periods: 1986 -2005 years (base period) and expected after three scenarios of changes of climate of their values in a period from 2011 to 2030 and from 2031 to 2050 years. The expected common increase of annual amount of fallouts and increase of unevenness of their distribution are marked on the seasons of year in all soil-climatic zones of Ukraine, except South Steppe. Reduction of amount of fallouts is in South Steppe, especially in a spring-summer period, will cause the increase of droughtyness of climate.

**Keywords:** fallouts, mode of moistening, scenarios of change of climate, material well-being by moisture.

*Дата першого подання: 06.07.2015*

*Дата надходження остаточної версії :22.07.2015*

*Дата публікації статті :26.11.2015*

УДК 631.483

## МОДЕЛЮВАННЯ ЕМІСІЇ ПАРНИКОВИХ ГАЗІВ ІЗ ОРГАНІЧНИХ ҐРУНТІВ (PEAT-GHG-MODEL)

Польовий А.М.<sup>1)</sup>, д. геогр. н., професор,  
Микитюк О.Ю.<sup>2)</sup>, к. біол. н., доцент

<sup>1)</sup>Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, arolevoy@te.net.ua.

<sup>2)</sup>Інститут розвитку територіальних громад,  
вул. Лютеранська, 21/12, офіс, Київ, Україна, alex.mykytiuk@icdu.kiev.ua

Розглядається, що органічна речовина рослинних залишків та ґрунту поділяється на два активних компартменти та один інертний компартмент.

В модель включені всі головні процеси кругообігу С і N, інтенсивність яких описується рівняннями першого порядку. При розкладанні органічної речовини розглядається емісія CO<sub>2</sub> та CH<sub>4</sub>. Моделюються основні процеси трансформації форм азоту в ґрунті, емісія N<sub>2</sub>O при нітрифікації та денітрифікації.

**Ключові слова:** органічна речовина, вуглець, азот, амоніфікація, нітрифікація, денітрифікація, іммобілізація, емісія CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O

### 1. ВСТУП

Динамічне моделювання процесів трансформації органічної речовини ґрунтів є частиною більш складної проблеми – моделювання процесів ґрунтоутворення і функціонування ґрунтів, а в цілому – розвитку всієї ґрунтової системи. Воно є важливим інструментом дослідження функціонування та прогнозування змін ґрунтової системи, кількісної оцінки ролі ґрунтового покриву в балансі парникових газів в атмосфері та в процесах змін клімату.

Інтенсивний розвиток динамічного моделювання органічної речовини ґрунтів відбувався як в рамках створення моделей агроєкосистем, так і цілком самостійно, здебільшого, для лісових ґрунтів. На цій основі визначились основні концептуальні підходи до оцінки динаміки процесів трансформації органічної речовини рослинних залишків та ґрунтів, а також емісії парникових газів.

### 2. ОПИС ЛІТЕРАТУРИ

Наведені в монографії [3] результати аналізу процесу мінералізації органічної речовини рослинних залишків та ґрунтів дозволяють зробити висновок, що темп трансформації має два чітко різних етапи: фазу швидкої і фазу повільної мінералізації. Фаза швидкої мінералізації досить коротка і завершується в перші місяці розкладання рослинних залишків, змінюючись тривалою фазою повільної мінералізації. Такий характер динаміки втрати маси рослинних залишків при розкладанні можна пояснити різними причинами. Фазу швидкої мінералізації зазвичай пов'язують з трансформацією свіжого матеріалу рослинних залишків та його компонентами, які швидко мінералізуються. Існування фази повільної мінералізації пояснюється по-різному: з одного боку, як інгібуючий вплив відносно накопичуваного лігніну, з іншого боку, як результат формування гумусових речовин, які блокують подальше швидке розкладання рослинних залишків.

Характер рослинності є потужним фактором, який впливає на гумусоутворення. Швидкість і спрямованість гуміфікації залежать від багатьох факторів. Основними серед них є кількість і хімічний склад рослинних решток, водний і повітряний режими, склад ґрунтових мікроорганізмів, реакція ґрунтового розчину, гранулометричний склад ґрунту тощо. Виділяються декілька ситуацій, характерних для впливу водно-повітряного режиму ґрунту на гуміфікацію:

– в аеробних умовах можливі такі варіанти: а) при достатній кількості вологи, температурі 25–30°C розклад і мінералізація йдуть інтенсивно, тому гумусу накопичується мало; б) при нестачі вологи утворюється мало органічної маси взагалі, сповільнюються її розклад і мінералізація, гумусу утворюється також мало;

– в анаеробних умовах при постійному надлишку води і нестачі кисню уповільнюється розклад органічних залишків, у результаті діяльності анаеробних мікроорганізмів утворюються метан, водень, які пригнічують мікробіологічну активність, гумусоутворення дуже слабке, органічні залишки консервуються у вигляді торфу (болотні ґрунти);

– чергування оптимальних гідротермічних умов із деяким періодичним висушуванням ґрунту – найбільш сприятливий варіант для гумусоутворення, йде поступовий розклад органічних залишків, достатньо енергійна гуміфікація, закріплення гумусу в засушливі періоди (чорнозем).

Дренування торф'яних ґрунтів спричиняє емісію двоокису вуглецю CO<sub>2</sub> і закису азоту N<sub>2</sub>O. Перезволоження торф'яних ґрунтів призводить до пригнічення аеробної емісії CO<sub>2</sub> і N<sub>2</sub>O та до збільшення емісії метану CH<sub>4</sub>.

Серед основних напрямків моделювання емісії парникових газів із органічних ґрунтів (моделі типу «peat soil», «wetland», «forest soil») досить умовно можна виділити три основних напрямки створення таких моделей, які сформувалися протягом останніх

20 років.

До першого напрямку слід віднести моделі, в яких моделюється динаміка вуглецю у ґрунті та емісія  $\text{CO}_2$  і  $\text{CH}_4$  [10, 17, 18, 19].

Другий напрямок складають моделі, в яких розглядаються процеси нітрифікації і денітрифікації азоту в ґрунті та емісія  $\text{N}_2\text{O}$  [13, 15].

Комплексні моделі, в яких моделюється динаміка вуглецю у ґрунті, процеси трансформації азоту в ґрунті та емісія  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  [11, 12, 14, 16] можна віднести до третього напрямку.

Більшість моделей спрямована на отримання на їх основі оцінок викидів парникових газів із органічних ґрунтів на регіональному та національному рівнях.

### 3. ОБ'ЄКТ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Взята нами концепція моделювання динаміки органічної речовини в органічних ґрунтах (торфовищах) та викидів вуглецю, метану і закису азоту з цих ґрунтів базується на принципах, сформульованих для мінеральних ґрунтів у ROTHС-моделі [9], і розвинутих потім в роботі [16] стосовно органічних ґрунтів при створенні моделі ECOSSE. Сутність цих принципів полягає в обґрунтуванні концепції розділення органічного матеріалу рослинних залишків і ґрунту на активні і пасивні компартменти та подальшому кількісному опису їхньої динаміки.

### 4. ОПИС МОДЕЛІ (PEAT-GHG-MODEL)

Структура моделі динаміки органічної речовини в органічних ґрунтах (торфовищах) та викидів вуглецю, метану і закису азоту з цих ґрунтів (PEAT-GHG-MODEL) представлена у вигляді узагальненої блок-схеми на рис. 1.

Модель складається з п'яти основних блоків:

1) блоку початкових даних, що включає врахування органічної речовини рослинних залишків, органічного матеріалу ґрунту, кількість внесених органічних та мінеральних добрив;

2) блоку факторів довкілля, що включає характеристики водно-фізичних та агрохімічних властивостей ґрунту;

3) блоку розділення на стійкий органічний матеріал RPM, декомпозиційний органічний матеріал DPM, інертний органічний матеріал IOM;

4) вуглецевого блоку;

5) азотного блоку.

Коротко розглянемо характеристики цих блоків.

Блок вхідної інформації моделі включає три типи інформації:

Перший тип – *Характеристика ділянки* (поля) з органічним ґрунтом охоплює: сумарний вміст вуглецю у ґрунті; процент глини у ґрунті; кількість внесених органічних добрив; кількість внесеного азоту з мінеральними добривами; початкові дані про вміст амонію; агрогідрологічні характеристики ґрунту.

Другий тип – *Рослинність*: тип природної

рослинності; сільськогосподарська культура на ділянці; номер першого місяця вегетації природної рослинності (сільськогосподарської культури); кількість місяців вегетації природної рослинності (сільськогосподарської культури); маса надземної частини природної рослинності; кількість кущів або дерев верби в розрахунку на 1 га; урожай основної продукції сільськогосподарської культури.

Третій тип – *Щомісячна інформація*: температура та відносна вологість повітря; рівень ґрунтових вод; сума опадів; кількість днів у кожному місяці; умовна величина, яка показує номер місяця року; умовна величина, яка показує кількість декад у кожному місяці, коли рівень ґрунтових вод був на глибині 20 см та менше; умовна величина, яка показує наявність вегетації природної рослинності, сільськогосподарської культури у кожному місяці.

У вуглецевому блоці моделі (рис. 1) аналогічно роботі [16] розглядається, що органічна речовина рослинних залишків та органічна речовина ґрунту поділяється на два активних компартменти та один інертний компартмент. Виділяється стійкий органічний матеріал RPM, декомпозиційний органічний матеріал DPM, інертний органічний матеріал IOM, виділяються також пули мікробіологічної біомаси BIO та гумусу HUM. В модель включені всі головні процеси кругообігу С і N, інтенсивність яких описується рівняннями першого порядку. Швидкість протікання процесів буде специфічним параметром для кожного пулу, який буде залежати від впливу факторів довкілля: температури повітря і ґрунту, вологості ґрунту, типу та розмірів рослинності, механічного складу ґрунту, рН ґрунту. Протягом процесу розкладання відбувається обмін органічної речовини між пулами. За аеробних умов процес розкладання приводить до втрат вуглецю у вигляді  $\text{CO}_2$ , при анаеробних умовах домінують втрати вуглецю у вигляді  $\text{CH}_4$ .

В азотному блоці моделі (рис. 2) розглядається, що вміст азоту в ґрунті слідує за розкладанням органічного матеріалу ґрунту зі стійким співвідношенням С:N для кожного пулу, яке підтримується в процесі мінералізації або іммобілізації. При розкладанні виділяється  $\text{NH}_4$ , який в процесі нітрифікації перетворюється на  $\text{NO}_3$ , а потім – в процесі денітрифікації перетворюється на  $\text{N}_2\text{O}$  та  $\text{N}_2$ . Розглядається вплив факторів довкілля (температури повітря та ґрунту, вологості ґрунту, рН ґрунту) на інтенсивність процесів мінералізації, нітрифікації та денітрифікації. В процесі нітрифікації та денітрифікації спостерігається емісія  $\text{N}_2\text{O}$  та  $\text{N}_2$ . Азотний блок моделі (рис. 2) охоплює моделювання основних процесів трансформації форм азоту під впливом факторів навколишнього середовища. До них відносяться: амоніфікація, нітрифікація, денітрифікація, іммобілізація, поглинання азоту кореневою системою рослин, винос нітратів за межі шару ґрунту 0 – 50 см при інфільтрації вологи, емісія  $\text{N}_2\text{O}$  при нітрифікації та денітрифікації.

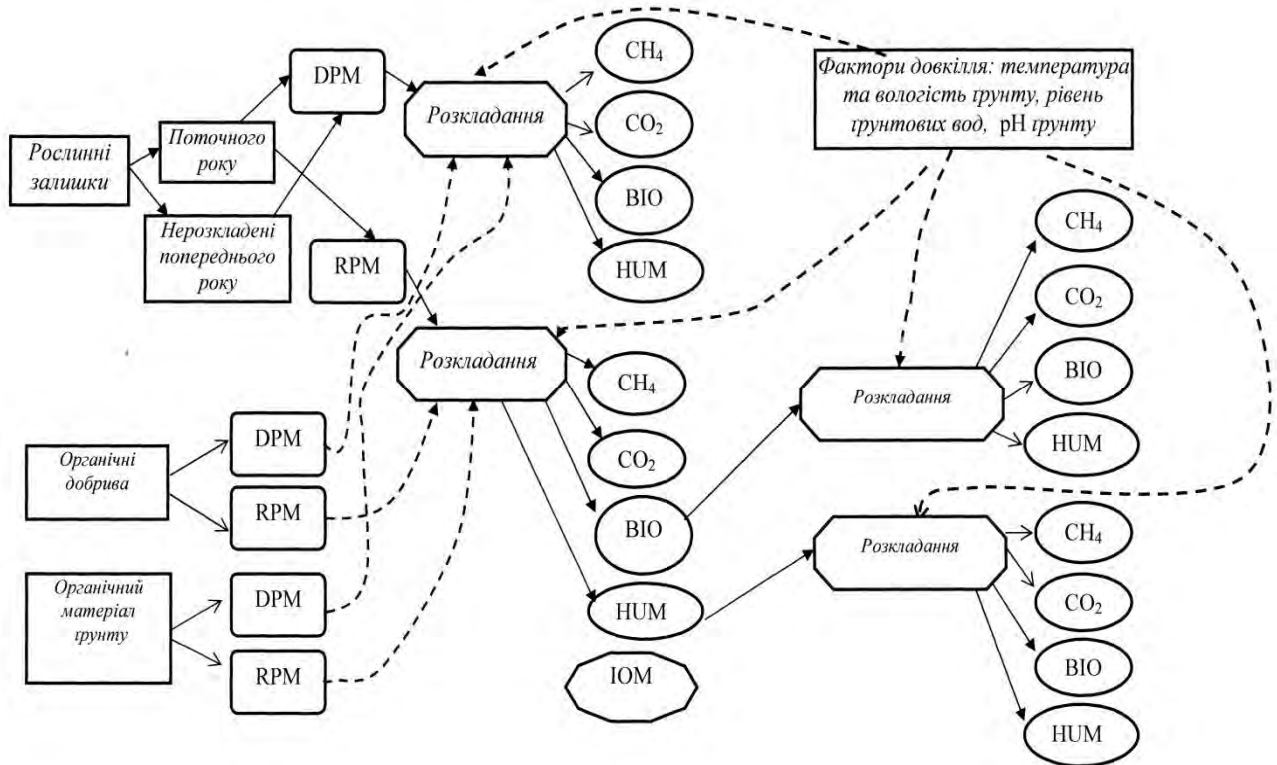


Рис. 1 – Вуглецевий блок моделі динаміки органічної речовини в органічних ґрунтах (торфовищах) та викидів вуглецю, метану і закису азоту з цих ґрунтів (PEAT-GHG-MODEL): DPM – матеріали, що розкладаються; HUM – гуміфікований матеріал; RPM – стійкий матеріал; IOM – інертний органічний матеріал; BIO – мікробіологічна біомаса

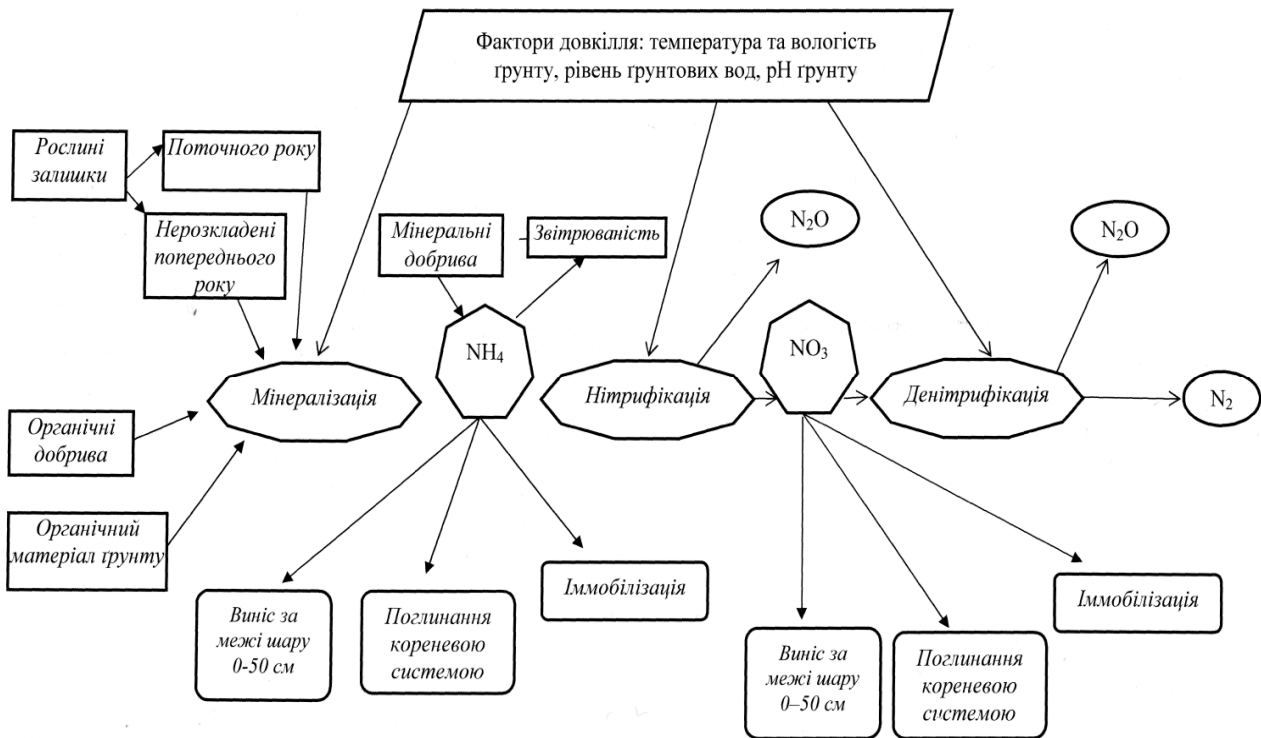


Рис. 2 – Азотний блок моделі динаміки органічної речовини в органічних ґрунтах (торфовищах) та викидів вуглецю, метану і закису азоту з цих ґрунтів (PEAT-GHG-MODEL)

Зупинимось на основних формулах моделі.

Розрахунок запасів вологи у ґрунті виконується за визначеною нами на основі матеріалів В.Ф. Шебеко [7] залежністю запасів вологи у ґрунті від рівня ґрунтових вод

$$W(j) = (-1,56hgr(j) + 452,32) \cdot (W_f / 440) - W_{wp}, (1)$$

де  $W$  – запаси продуктивної вологи у ґрунті;  $hgr$  – рівень ґрунтових вод;  $W_f$  – найменша вологомісткість ґрунту у шарі 0–50 см;  $W_{wp}$  – вологість в'янення ґрунту у шарі 0–50 см.

Випаровуваність розраховується за формулою М.М. Іванова [2]

$$E_0(j) = dv(j)[(0,0018 \cdot T(j) + 25)^2 \cdot (100 - O_{nww}(j))] / 30, (2)$$

де  $E_0$  – випаровуваність;  $T$  – температура повітря;  $E_{nww}$  – відносна вологість повітря.

Інфільтрація оцінюється за спрощеним рівнянням водного балансу.

Температура ґрунту на глибині 20 см розраховується за допомогою визначених нами на основі матеріалів О.М. Шульгіна [8] та В.Н. Адаменко [1] регресійних рівнянь для кожного місяця вегетації для переходу від температури повітря до температури органічного ґрунту на глибині 20 см.

На основі матеріалів [6] нами встановлені розрахункові формули для розрахунку рослинних залишків для природної рослинності, які охоплюють: вологі луки з домінуванням *Deschampsia caespitosa*; вологі луки з домінуванням *Molinia caerulea*; угруповання жорстких безлистих злаковидних рослин з родин *Cyperaceae* та *Juncaceae*; угруповання низьких кореневищних та низькокупинних осок; угруповання високих купинних осок; зарості високотравних кореневищних гелофітів (очерет, рогаза), верби віком до 7 років, 8–10 років, 10–12 років, більше 12 років.

Для розрахунку рослинних залишків набору сільськогосподарських культур використовуються регресійні рівняння, запропоновані в роботі А.А. Новікова [4].

На основі роботи [5] запропоновано рівняння, яке дозволяє розділити рослинні залишки за місяцями вегетації природної рослинності або сільськогосподарської культури

$$U_{rst}(j) = U_{rs} \left\{ \left( 2,3026 \cdot \frac{2}{n} \cdot 10^{\left[ \left( \frac{2-\frac{2}{n}}{n} \right) (j-n_{veg}^1) + 1 \right] \right) \right\} : \left\{ \left( 1 + 10^{\left[ \left( \frac{2-\frac{2}{n}}{n} \right) (j-n_{veg}^1) + 1 \right] \right) \right\}^2 (3)$$

де  $U_{rst}$  – рослинні залишки за місяць вегетації;  $U_{rs}$  – рослинні залишки за весь період вегетації;

$n$  – кількість місяців вегетації рослин;  $n_{veg}$  – номер першого місяця вегетації рослин.

Згідно роботи [16] розраховується розкладання та подальша динаміка мінералізації органічного матеріалу нерозкладених рослинних залишків попереднього року, рослинних залишків поточного року, утворення вуглецю та амонію, продукування  $CO_2$  і  $CH_4$  в процесі мінералізації органічного матеріалу.

Для розкладання частки органічної речовини рослинних залишків  $DPM(j)$  використовується така система рівнянь:

$$DBIO(j) = DPM(j) \cdot \exp(-a_c(j) \cdot a_w(j) \cdot c_c \cdot 0,66 \cdot 0,08333);$$

$$DHUM(j) = DPM(j) \cdot \exp(-a_c(j) \cdot a_w(j) \cdot c_c \cdot 0,02 \cdot 0,08333);$$

$$DCO_2(j) = x_c \cdot [DBIO(j) + DHUM(j)];$$

$$CHBIO(j) = DBIO(j) \cdot (\exp(-mt1(j) \cdot mW1(j) \cdot mpH1(j) \cdot 0,6 \times \times 0,66 \cdot 0,00278)) \cdot (1 - (0,85/(1+rE))),$$

$$CHHUM(j) = DHUM(j) \cdot (\exp(-rmt1(j) \cdot rmW1(j) \cdot rmpH1(j) \cdot 0,6 \times \times 0,02 \cdot 0,00278)) \cdot (1 - 0,85 \cdot (0,85/(1+rE))), (4)$$

де  $DBIO$  – мікробна біомаса, що виділилась при розкладі  $DPM$ , т/га;  $DPM$  – декомпозиційний рослинний матеріал;  $a_c$  – коефіцієнт, який характеризує вплив температури ґрунту на декомпозицію органічного матеріалу;  $a_w$  – коефіцієнт, який характеризує вплив вологості ґрунту на декомпозицію органічного матеріалу;  $c_c$  – коефіцієнт, який характеризує вплив рН ґрунту на декомпозицію органічного матеріалу;  $DHUM$  – гуміфікована органічна біомаса, що виділилась при розкладі  $DPM$ ;  $DCO_2$  – кількість  $CO_2$ , що виділилась при розкладі  $DPM$ ;  $x_c$  – відношення  $CO_2 / (BIO+HUM)$ ;  $CHBIO$  – кількість метану, що виділилась при розкладі  $DBIO$ ;  $mt1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив температури ґрунту на виділення метану із  $DBIO$ ;  $mW1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив вологості ґрунту на виділення метану із  $DBIO$ ;  $mpH1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив рН ґрунту на  $DBIO$ ;  $rE$  – величина обернена  $x_c$ ;  $CHHUM$  – кількість метану, що виділилась при розкладі  $DHUM$ , кг $CH_4$ /га;  $rmt1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив температури ґрунту на виділення метану із  $DHUM$ ;  $rmW1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив вологості ґрунту на виділення метану із  $DHUM$ ;  $rmpH1$  – коефіцієнт, який характеризує вплив рН ґрунту на виділення метану із  $DHUM$ .

Аналогічним чином моделюється розкладання та подальша динаміка мінералізації органічного матеріалу ґрунту та органічного матеріалу органічних добрив, утворення вуглецю та амонію, продукування  $CO_2$ ,  $CH_4$  в процесі мінералізації органічного матеріалу.

Розраховується відношення C/N для органічного



матеріалу рослинних залишків, органічного матеріалу ґрунту та органічного матеріалу органічних добрив і сумарного для всієї системи.

На основі роботи [13] моделюються процеси нітрифікації та денітрифікації форм азоту та емісії  $N_2O$ ,  $NO$ ,  $N_2$  при протіканні цих процесів, оцінюється зв'язуваність амонію при внесенні органічних та мінеральних добрив.

Процес нітрифікації та емісії азоту протягом процесу нітрифікації описується за допомогою системи рівнянь:

$$N_n(j) = N_{NH_4} \cdot \exp(-0,6 \cdot b_T(j) \cdot b_W(j) \cdot b_{pH});$$

$$N_{n,N_2O}(j) = \left\{ \left( n_f \cdot \frac{W(j)}{W_f} \right) + [n_{gas}(1 - n_{NO})] \right\} N_n(j);$$

$$N_{n,NO}(j) = n_{gas} \cdot n_{NO} \cdot N_n(j), \quad (5)$$

де  $N_n$  – кількість нітрифікованого азоту;  $N_{NH_4}$  – кількість амонію у ґрунті;  $b_T$  – коефіцієнт, який характеризує вплив температури повітря на процес нітрифікації;  $b_W$  – коефіцієнт, який характеризує вплив вологості ґрунту на процес нітрифікації;  $b_{pH}$  – коефіцієнт, який характеризує вплив рН ґрунту на процес нітрифікації;  $N_{n,N_2O}$  – кількість виділеного газу у вигляді  $N_2O$  в процесі нітрифікації;  $n_f$  – частка  $N_2O$ , яка продукується в процесі нітрифікації при найменшій вологомісткості ґрунту;  $n_{gas}$  – частка від повної нітрифікації, втрачена у вигляді газу;  $n_{NO}$  – частка від повної нітрифікації газоподібних втрат у вигляді  $NO$ ;  $N_{n,NO}$  – кількість виділеного газу у вигляді  $NO$  в процесі нітрифікації.

Для моделювання процесів денітрифікації та емісії азоту протягом процесу денітрифікації використовується така система рівнянь:

$$N_d(j) = d_{NO_3} \cdot d_W(j) \cdot d_{CO_2} \cdot N_{NO_3}(j);$$

$$N_{d,N_2}(j) = p_W \cdot p_{NO_3} \cdot N_d(j); \quad (6)$$

$$N_{d,N_2O}(j) = [1 - (p_W \cdot p_{NO_3})] N_d(j),$$

де  $N_d$  – кількість азоту виділеного в процесі денітрифікації;  $d_{NO_3}$  – коефіцієнт, який характеризує вплив рівня нітратів у ґрунті на процес денітрифікації;  $d_W$  – коефіцієнт, який характеризує вплив вологості ґрунту на процес денітрифікації;  $d_{CO_2}$  – коефіцієнт, який характеризує вплив кількості  $CO_2$ , що продукується протягом мінералізації;  $N_{NO_3}$  – кількість нітратів у ґрунті;  $N_{d,N_2}$  – кількість виділеного газу у вигляді  $N_2$  в процесі денітрифікації;  $p_W$  – функція впливу вологості ґрунту на емісію азоту у вигляді газу при

денітрифікації;  $p_{NO_3}$  – функція впливу вмісту нітратів у ґрунті на емісію азоту у вигляді газу при денітрифікації;  $N_{d,N_2O}$  – кількість виділеного газу у вигляді  $N_2O$  в процесі денітрифікації.

В моделі розглядається винос нітратів за межі 0–50 см шару ґрунту за рахунок інфільтрації вологи у нижчі шари ґрунту. Моделюється процес іммобілізації азоту, поглинання азоту кореневою системою рослин.

В зв'язку з відсутністю безпосередніх спостережень в Україні за емісією парникових газів з органічних ґрунтів ідентифікація параметрів моделі виконувалась на опублікованих в літературних джерелах матеріалах спостережень, отриманих в процесі дослідження емісії парникових газів з органічних ґрунтів в умовах Західної Європи [14 – 19].

## 5. УЗАГАЛЬНЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

Отже за допомогою моделі розраховуються щомісячні значення емісії  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  з ділянки з органічним ґрунтом, поля сільськогосподарської культури, розміщеної на торф'яному ґрунті, та сумарна кількість викидів  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  за рік.

Для Меліоративної системи «Смолянка», розташованої в Чернігівській області, було виконано розрахунки емісії парникових газів за 1990, 2000 та 2011 роки. На ділянці наведені різні типи рослинності (табл. 1) з різною площею розповсюдження. Найбільшу площу займають злакові луки, мезофільна різнотравна болотна рослинність, вологолюбна болотна рослинність (очерет, рогаза, осоки), а також чагарникові верби.

Узагальнені розрахунки викидів парникових газів з цієї ділянки наведені в табл. 2. Більш високий рівень емісії  $CO_2$  спостерігається при більш глибокому заляганні ґрунтових вод в 1990 та 2000 роках (середня за рік глибина відповідно 77 та 64 см) в порівнянні з 2011 роком, коли середня за рік глибина залягання ґрунтових вод становила 37 см. Рівень емісії метану був найвищим у 2011 році, а викиди закису азоту в цей рік були найменшими. Отримані результати в якісному плані задовільно узгоджуються з літературними джерелами з проблеми, що дозволяє використовувати запропоновану модель для визначення оцінок емісії парникових газів з органічних ґрунтів.

Таблиця 1 – Типи рослинності на ділянці «Смолянка»

№ п/п	Тип рослинності	РГВ, м	% покриття видами з аеренхімою	Площа, га		
				1990 р.	2000 р.	2011 р.
1.	Листяний ліс	-0,8...-0,4	0-10	99,09	141,3	188,46
2.	Хвойний ліс	-1 і глибше	0	21,42	12,6	11,43
3.	Орні землі	-1 і глибше	0	80,91	0	161,6
4.	Водойма	> 0	0-100 (в залежності від наявності водної рослинності)	0	89,73	20,01
5.	Злакові луки	-1 і глибше	< 10	505,20	1069,0	143,28
6.	Нітрофільна рослинність (кропива, череда, хміль тощо)	-1...-0,8	< 10	186,10	91,89	47,25
7.	Мезофітна різнотравна болотна рослинність	-0,8...-0,4	~ 30	704,0	595,3	23,82
8.	Вологолюбна болотна рослинність (очерет, рогаза, осоки)	-0,4...+0,2	~ 100	767,30	8857,3	651,3
9.	Чагарникові верби	-0,45...0	30-50	556,50	63,72	530,9

Таблиця 2 – Сумарні викиди парникових газів із ділянки «Смолянка» в перерахунку на 1 га

Рік	Сумарні викиди				Прибавка вуглецю за рахунок розкладання
	CO <sub>2</sub>		CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	
	тС/га	тCO <sub>2</sub> /га	кг/га	кг/га	тС/га
1990	4,05	14,86	48,11	13,78	1,65
2000	4,62	16,96	39,77	16,16	1,84
2011	1,67	6,13	50,87	2,99	0,76

**СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ**

- Адаменко В.Н. Мелиоративная микроклиматология /В.Н. Адаменко. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 183 с.
- Иванов Н.Н. Об определении величин испаряемости / Н.Н. Иванов. // Известия ВГО – 1954. – Т. 86. – № 2.
- Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. / Под ред. В.Н. Кудеярова. – М.: Наука, 2007. – 380 с.
- Новиков А.А. Обоснование роли корневых и пожнивных остатков в агроценозах // Научный журнал Куб. ГАУ. – 2012. – № 78 (04). – С. 1-10.
- Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур /Полевой А.Н. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
- Проект «Скорочення викидів парникових газів шляхом відновлення та сталого управління торф'яними болотами в Україні» /Наук. керівник О.Ю. Микитюк. – Київ, 2012.
- Шебеко В.Ф. Расчеты режима увлажнения при проектировании осушения заболоченных территорий //В сб.: Увлажнение осушаемых земель./ Шебеко В.Ф. – М.: Колос, 1974. – С. 8-13.
- Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование./ Шульгин А.М. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 320 с.
- Coleman K., Jenkinson D.S. *A model for the turnover of carbon in soil. Model description and windows users guide. Rothamsted Research Harpenden Herts.* 2008. RothC-26.3
- Komarov A.S., Chertov O.Q. et al. EFIMOOD-2 – The system of simulation models of forest growth and elements cycles in forest ecosystems. *Ecol. Modeling*, 2003, vol. 170, pp. 373-392.
- Luo G.J., Bruggemann N. et al. Decadal variability of soil CO<sub>2</sub>, NO, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluxes at the Hoglewald forest Germany *Biogeosciences*, 2012, vol. 9, pp. 1741-1763.
- Morishita T., Matsuura Y. et al. *CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes from a larch forest soil in Central Siberia. Symptom of environmental change in Siberia Permafrost Region. Hokkaido University Press Sapporo: 2006.* pp. 1-9. (Ed.: Hatano R.)
- Parton W.J. Mosier A.R. et al. Generalized model for Nz and NzO production from nitrification and denitrification. *Global*

- biogeochemic cycles*, 1996, vol. 10, no. 3, pp. 401-412.
14. Pihlatie M., Pumpanen J. et al. Gas concentration driven fluxes of nitrous oxide and carbon dioxide in boreal forest soil. *Journal compilation*, 2007, b. 59, pp. 458-469.
  15. Qusman A.J., Marino M.A. Analytical modeling of nitrogen dynamics in soils and ground water. *Journal of irrigation and drainage*. November-December, 1999, pp. 330-337.
  16. Smith J., Gottschalk P., Bellarby J. *Model to Estimate Carbon in Organic Soils – Sequestration and Emissions (ECOSSE)*. Institute of Biological and Environmental Sciences. Aberden. Scotland. 2010. p. 73.
  17. Van Huissteden J., Van den Bos M., Martcorena-Alvarez I. 2006, Modelling the effect of water-table management on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from peat soils. *Neth. J. Geosci.*, no. 85, pp. 3-18.
  18. Van den Bos R.M., van Huissteden J. et. al. A Model based assessment of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in coastal peatlands (western Netherlands) for different climate and management scenarios. *Human influence on carbon fluxes in coastal peatlands; process analysis, quantification and prediction. Thesis, Vrije Universiteit (Amsterdam). 2003.*
  19. Walter B.P., Heimann M.A. Process-based, climate-sensitive model to derive CH<sub>4</sub> emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Global Biogeochem. cycles*, 2000, no. 14, pp. 745-765.
  20. Yang X., Wittig V., Jain A.K., Post W. Integration of nitrogen cycle dynamics into the Integrated Science Assessment Model for the study of terrestrial ecosystem responses to global change. *Global Biogeochemical cycles*, 2009, vol. 23, pp. 41-62.
  8. Shul'gin A.M. *Klimat pochvy i ego regulirovanie* [The climate of the soil and its regulation]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972. p. 320
  9. Coleman K., Jenkinson D.S. *A model for the turnover of carbon in soil. Model description and windows users guide. Rothamsted Research Harpenden Herts.* 2008. RothC-26.3
  10. Komarov A.S., Chertov O.Q. et al. EFIMOOD-2 – The system of simulation models of forest growth and elements cycles in forest ecosystems. *Ecol. Modeling*, 2003, vol. 170, pp. 373-392.
  11. Luo G.J., Bruggemann N. et al. Decadal variability of soil CO<sub>2</sub>, NO, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluxes at the Hoglewald forest Germany *Biogeosciences*, 2012, vol. 9, pp. 1741-1763.
  12. Morishita T., Matsuura Y. et al. *CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes from a larch forest soil in Central Siberia. Symptom of environmental change in Siberia Permafrost Region. Hokkaido University Press Sapporo: 2006.* pp. 1-9. (Ed.: Hatano R.)
  13. Parton W.J. Mosier A.R. et al. Generalized model for N<sub>2</sub> and NzO production from nitrification and denitrification. *Global biogeochemic cycles*, 1996, vol. 10, no. 3, pp. 401-412.
  14. Pihlatie M., Pumpanen J. et al. Gas concentration driven fluxes of nitrous oxide and carbon dioxide in boreal forest soil. *Journal compilation*, 2007, b. 59, pp. 458-469.
  15. Qusman A.J., Marino M.A. Analytical modeling of nitrogen dynamics in soils and ground water. *Journal of irrigation and drainage*. November-December, 1999, pp. 330-337.
  16. Smith J., Gottschalk P., Bellarby J. *Model to Estimate Carbon in Organic Soils – Sequestration and Emissions (ECOSSE)*. Institute of Biological and Environmental Sciences. Aberden. Scotland. 2010. p. 73.
  17. Van Huissteden J., Van den Bos M., Martcorena-Alvarez I. 2006, Modelling the effect of water-table management on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from peat soils. *Neth. J. Geosci.*, no. 85, pp. 3-18.
  18. Van den Bos R.M., van Huissteden J. et. al. A Model based assessment of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in coastal peatlands (western Netherlands) for different climate and management scenarios. *Human influence on carbon fluxes in coastal peatlands; process analysis, quantification and prediction. Thesis, Vrije Universiteit (Amsterdam). 2003.*
  19. Walter B.P., Heimann M.A. Process-based, climate-sensitive model to derive CH<sub>4</sub> emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Global Biogeochem.*, 2000, no. 14, pp. 745-765.
  20. Yang X., Wittig V., Jain A.K., Post W. Integration of nitrogen cycle dynamics into the Integrated Science Assessment Model for the study of terrestrial ecosystem responses to global change. *Global Biogeochemical cycles*, 2009, vol. 23, pp. 41-62.

## REFERENCES

1. Adamenko V.N. *Meliorativnaya mikroklimatologiya*. [Reclamation microclimatology]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979. 183 p.
2. Ivanov N.N. Ob opredelenii velichin isparyaemosti [Determination of the quantities of evaporation]. *Proceedings of all-Union geographical society*, 1954, vol. 86, no. 2, pp. 21-24
3. Kudryarova V.N. (Ed.). *Modelirovanie dinamiki organicheskogo veshchestva v lesnykh ekosistemakh* [Simulation of the dynamics of organic matter in forest ecosystems]. Moscow: Nauka, 2007. 380 p.
4. Novikov A.A. Obosnovanie roli kornevykh i pozhnivnykh ostatkov v agrotsenozakh [Justification of the role of root and stubble agrocenoses] *The scientific journal Cube. HAU*, 2012, no. 78(04). pp. 1-10.
5. Polevoy A.N. *Teoriya i raschet produktivnosti sel'skokhozyaystvennykh kul'tur* [Theory and calculation of crop productivity.]. Leningrad Gidrometeoizdat, 1983.p. 175
6. *Proekt «Skorochennya vykydiv parnykovykh haziv shlyakhom vidnovlennya ta staloho upravlinnya torfyanymy bolotamy v Ukraini»* [Project "Reduction of greenhouse gas emissions through recovery and sustainable management of peat bogs in Ukraine"]. Scient. adviser O.Yu. Mykytyuk. Kyiv, 2012.
7. Shebeko V.F. Raschety rezhyma uvlazhneniya pri proektirovanii osusheniya zabolochennykh territoriy [Calculations moisture regime in the design of drainage of wetlands]. *Sb. "Uvlazhnenye osushaemykh zemel"* [Proc. "Hydration of drained lands"]. Moscow: Kolos, 1974. pp. 8-

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭМИССИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С ОРГАНИЧЕСКИХ ПОЧВ (PEAT-GHG-MODEL)

**Полевой А.Н.** <sup>1)</sup> *д. геогр. н., профессор,*  
**Микитюк А.Ю.** <sup>2)</sup> *к. биол. н., доцент*

<sup>1)</sup> *Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, apolevoy@te.net.ua*

<sup>2)</sup> *Институт развития территориальных громад,  
ул. Лютеранская, 21/12, офис, Киев, Украина*

Рассматривается, что органическое вещество растительных остатков и почвы разделяется на два активных компартмента и один инертный компартмент. В модель включены все главные процессы круговорота С и N, интенсивность которых описывается уравнением первого порядка. При разложении органического вещества рассматривается эмиссия CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>. Моделируются основные процессы трансформации форм азота в почве, эмиссия N<sub>2</sub>O при нитрификации и денитрификации.

**Ключевые слова:** органическое вещество, углерод, азот, аммонификация, нитрификация, денитрификация, иммобилизация, эмиссия CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O.

## MODELLING GREENHOUSE GAS EMISSION FROM ORGANIC SOILS (PEAT-GHG-MODEL)

**Polevoy A.N.** <sup>1)</sup> *DSc (Geography), Professor*  
**Mykytiuk A.Yu.** <sup>2)</sup> *PhD (Biology), Assoc. Prof.*

<sup>1)</sup> *Odessa State Environmental University,  
15 Lvivska Str., 65016, Odessa, Ukraine, apolevoy@te.net.ua*

<sup>2)</sup> *Institute for Community Development  
21/12 Luteranska Str., Kyiv, Ukraine,*

It is considered that the organic substance of plant residues as well as one of the soil are subdivided into two active compartments and an inert compartment:

resistant plant material - RPM, decomposition plant material - DPM, inert organic material - IOM are distinguished, as well as pools of microbiological biomass, BIO, and humus, HUM. All major processes of C and N turnover are included in a model; their intensity is described by a first-order equation. CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emission under decomposition is studied. Main processes of nitrogen form transformation are simulated under the influence of environmental factors: ammonification, nitrification, denitrification, immobilization, nitrogen absorption by the plant rootage, carry-over of nitrates outside the soil layer of 0 - 50 cm during moisture infiltration, N<sub>2</sub>O emission under nitrification and denitrification.

**Keywords:** organic substance, carbon, nitrogen, ammonification, nitrification, denitrification, immobilization, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O emission.

*Дата першого подання:* **26.09.2015**

*Дата надходження остаточної версії:* **16.10.2015**

*Дата публікації статті:* **26.11.2015**

УДК 556.13, PACS number(s):

**ОСНОВНІ ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІН КЛІМАТИЧНИХ ЧИННИКІВ У МЕЖАХ  
ВОДОЗБОРУ КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ****М.С. Даус**, к.геогр.н., доц.  
**Н.С. Лобода**, д.геогр.н., проф.*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, dme2468@gmail.com*

У роботі проведена оцінка природних кліматичних чинників (температури, опадів), які формують сучасний гідрологічний режим Куяльницького лиману. В дослідженні виявлені основні тенденції кліматичних змін на основі матеріалів метеорологічних станцій у межах водозбору Куяльницького лиману та прилеглих до нього територій за період з 1900 до 2012рр. В останні два десятиріччя установлена тенденція до зростання температур повітря при практично незмінних опадах, що призводить до погіршення умов формування стоку на водозборі та сприяє зменшенню водних ресурсів досліджуваної території.

**Ключові слова:** кліматичні чинники, температура, опади, водні ресурси Куяльницького лиману

**1. ВСТУП**

Зміни глобального клімату, які спостерігаються протягом останніх десятиріч [1], впливають на кліматичні умови формування стоку річок України, а отже, зумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів. У нових кліматичних умовах, особливо при зростанні посушливості, збільшується потреба у прісній воді різними споживачами, що зумовлює необхідність розроблення нової стратегії подальшого розвитку водного господарства та усієї економіки України.

Дослідження виконане в рамках науково-дослідної роботи кафедри гідроекології та водних досліджень Одеського державного екологічного університету «Комплексне управління водними ресурсами басейну Куяльницького лиману та його гідроекологічним станом в умовах господарської діяльності і кліматичних змін» (№ д/р 0115U000631).

Огляд літератури. Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку зі станом поверхневих водних ресурсів України проводилися у кінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців. Слід відзначити роботу В.І. Вишневецького [2], у якій автор установив основні тенденції щодо змін кліматичних характеристик та характеристик стоку на початку ХХІ сторіччя; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [3], у публікаціях яких відзначається зменшення випаровування з водної поверхні, особливо у східних та південних територіях України. Вченими ОДЕКУ Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакирзановою були розглянуті питання щодо змін характеристик максимального стоку [4, 5], які відбулися у різних зонах України в результаті глобального потепління. Дослідження змін стоку по роках та у різні гідрологічні сезони наведені у роботах В.В. Гребіня та колективу авторів Київського національного університету імені Тараса Шевченка під

керівництвом В.К. Хільчевського [6]. Установлено, що у останні два десятиріччя відбуваються зміни дат настання весняного водопілля, товщини снігового покриву, глибини промерзання ґрунтів, тривалості та інтенсивності відлиг. Наслідком таких трансформацій є зменшення максимумів весняного водопілля та збільшення стоку межени. Разом із водним режимом у результаті глобального потепління установлені зміни льодового режиму річок: скорочується тривалість стійкого льодяного покриву, зсувається на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ, а скресання річок відбувається раніше, зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці [7].

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних характеристик та характеристик водного режиму річок у межах усієї України виконано В.В. Гребінем [8] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. В.В. Гребінь виділив 1989 рік як граничний, починаючи з якого у коливаннях температур повітря та стоку відбулися суттєві зміни. Він виконав оцінку змін кліматичних чинників та характеристик стоку за період до 1989 р. та за часовий інтервал з 1989 по 2008 рр. для різних ландшафтно-гідрологічних зон України. Установлено, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0,8°C. Найбільший внесок у зміну річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів (у межах 10%) відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (навесні та восени). Зміна ресурсів тепла та вологи зумовила зменшення снігового та збільшення підземного живлення річок.

Оцінки впливу змін клімату на водні ресурси північно-західного Причорномор'я проводилися на ка-

федрах гідрології суші і гідроекології та водних досліджень ОДЕКУ, починаючи з 80-х років минулого сторіччя. Для визначення характеристик стоку на основі метеорологічних даних розроблена модель «клімат-стік» [9], яка широко застосовувалася при оцінках припливу прісних вод до лиманів Одеської області [10, 11] у сучасних умовах та за сценаріями глобального потепління.

## 2. ОПИС ПРЕДМЕТУ, МЕТОДІВ І МАТЕРІАЛІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Предмет дослідження – оцінка змін основних кліматичних чинників формування стоку, а саме, опадів і температур повітря.

Методи дослідження – методи статистичної обробки вихідної інформації.

Матеріали дослідження. Для аналізу основних тенденцій змін кліматичних чинників у межах водозбору Куяльницького лиману та прилеглих до нього територій нами вибрані метеорологічні станції Одеса, Роздільна, Любашівка, Затишся та Сербка. Розглядалися середня температура повітря і кількість опадів за рік, середня температура повітря та кількість опадів за теплий період (з квітня по жовтень), середня температура повітря та кількість опадів за холодний період (з листопада по березень). Період спостережень на м/ст. Одеса становив 113 років (1900 – 2013 рр.), на м/ст. Затишся – 61 рік (1951-2012 рр.), на інших метеостанціях – 60 років (1951-2011 рр.).

Аналіз змін кліматичних чинників відбувався на основі порівняння даних до 1989 року та після (початок спостережень – 1988 р., 1989-2012 рр.).

Виявлення сучасних тенденцій у змінах кліматичних характеристик досліджуваної території є особливо важливим при обґрунтуванні вибору тої чи іншої моделі можливих змін клімату.

## 3. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Середньорічна температура повітря (табл.1) за період 1989-2012 рр. на всіх метеостанціях збільшилась від 0,8°C (Роздільна) до 1,1°C (Одеса, Любашівка) у порівнянні із попереднім періодом спостережень (1951-1988 рр.).

Значення  $\Delta T$  розраховувалось за формулою  $\Delta T = T - T_0$ ; де  $T$  – температура за період 1989-2012 рр.,  $T_0$  – температура за період 1951-1988 рр.

За теплий період – з квітня по жовтень – періоду 1989-2012 рр. на всіх метеостанціях середня температура повітря збільшилась на 0,7°C, на м/ст. Одеса – на 1,0°C (табл.1), що склало 4,3 – 6,1% по відношенню до періоду 1951-1988 рр.

**Таблиця 1** – Зміна кліматичних чинників (температура) у абсолютних величинах ( $\Delta T, ^\circ\text{C}$ ) за різні розрахункові інтервали.

Метеостанція	За рік	За теплий період	За холодний період
Одеса	1,1	1,0	2,0
Роздільна	0,8	0,7	1,0
Любашівка	1,1	0,7	1,2
Затишся	1,0	0,7	1,2
Сербка	0,9	0,7	1,0

З листопада по березень на всіх метеостанціях середня температура повітря збільшилась на 1,0 – 2,0°C (табл.1) за 1989-2012 рр. по відношенню до попереднього розрахункового інтервалу. Характерно, що у 1951-1988рр. середня температура за холодний період знаходилася у межах від'ємних значень від -0,2°C до -1,4°C, в останні десятиріччя середня температура коливається від -0,2 до 0,8°C. В Одесі середня температура повітря холодного періоду за 1900–1988 рр. становила 0,2°C, а в інтервал після 1989 р. досягла 2,2°C.

За даними станції Роздільна в зимовий сезон (XII – II) зросли середньомісячні температури січня та лютого на 1,6-1,9°C (в межах від'ємних значень), однак знизилася температура повітря за грудень на 0,6°C. У весняний сезон (III – V) основне підвищення температур повітря припадало на березень (1,8°C). В літні місяці (VII – VIII) середньомісячна температура повітря зросла на 1,2-1,8°C.

Порівняльний аналіз температур повітря за спостереженнями на метеостанції Любашівка за періоди 1951-1988 та 1989-2011 рр. показав, що з 1989 р. середня місячна температура повітря осені підвищилася в середньому на 0,8°C, зими – на 1,5°C.

На хронологічних графіках ходу температур середніх за рік (рис. 1), теплий (рис. 2) та холодний (рис. 3) сезони відзначається тенденція до зростання температур повітря. У холодний період відзначається перехід середніх температур від від'ємних до додатних. Розгляд даних по всіх метеорологічних станціях дозволив виявити, що побудовані тренди температур за рік і теплий та холодний періоди характеризуються статистично значущими коефіцієнтами кореляції (табл. 3).

Перевірка значущості коефіцієнта кореляції виконувалась за двома критеріями. По-перше, коефіцієнт кореляції  $r$  вважається значущим, якщо виконується умова  $r \geq 2\sigma_r$ , де  $\sigma_r$  – середня квадратична похибка визначення емпіричного коефіцієнта кореляції, яка при довжині ряду  $n$  розраховується за рівнянням  $\sigma_r = (1 - r^2) / \sqrt{n-1}$ . Така перевірка є наближеною.

По-друге, на рівні значущості  $\alpha=0,05$  перевірялася гіпотеза про статистичну значущість коефіцієнта

кореляції  $r$ . Розраховувалися значення критерію Стюдента  $t = |r|/\sigma_r$  і порівнювалися із значеннями  $t_{кр}(\alpha; \nu = n-1)$ . Якщо  $t < t_{кр}$ , приймалася гіпотеза  $H_0$  про статистичну незначущість, тобто про випадковість отриманої оцінки коефіцієнта кореляції. У протилежному випадку, коли  $t > t_{кр}$ , гіпотеза  $H_0$  відкидалася й приймалася альтернативна гіпотеза  $H_1$  про те, що коефіцієнт кореляції є статистично значущим [12].

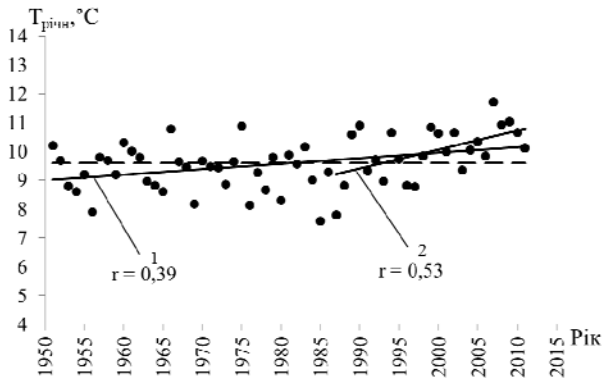


Рис. 1 – Хронологічний хід річної температури повітря за даними метеорологічної станції Роздільна (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда, 1–лінія тренда за 1951-2011 рр., 2–лінія тренда за 1989-2011 рр.)

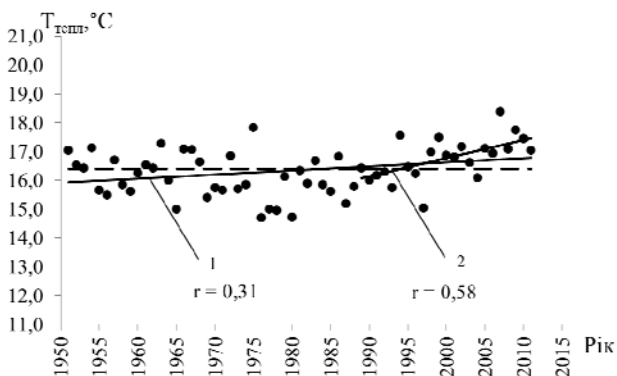


Рис. 2 – Хронологічний хід температури повітря теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Роздільна (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда; 1 – лінія тренда за 1951-2011 рр., 2 – лінія тренда за 1989-2011 рр.)

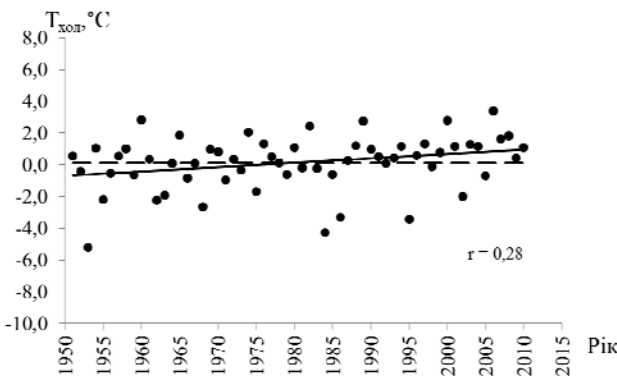


Рис. 3 – Хронологічний хід температури повітря холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Роздільна, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

Таблиця 2 – Перевірка коефіцієнтів кореляції температур на значущість

n, років	Характеристика	Коефіцієнт кореляції r	Середня квадратична похибка $\sigma_r$	Критерій Стюдента t	Значення $t_{кр}$	Значущість коефіцієнта кореляції
м/ст. Одеса						
113	T <sub>річн</sub>	0,43	0,08	5,58	1,98	значущий
	T <sub>тепл</sub>	0,37	0,08	4,54	1,98	значущий
	T <sub>холод</sub>	0,36	0,08	4,38	1,98	значущий
м/ст. Роздільна						
60	T <sub>річн</sub>	0,42	0,12	3,53	2,00	значущий
	T <sub>тепл</sub>	0,39	0,12	2,63	2,00	значущий
	T <sub>холод</sub>	0,29	0,13	2,33	2,00	значущий
м/ст. Любашівка						
60	T <sub>річн</sub>	0,42	0,11	3,92	2,00	значущий
	T <sub>тепл</sub>	0,30	0,12	2,53	2,00	значущий
	T <sub>холод</sub>	0,32	0,12	2,74	2,00	значущий
м/ст. Затишшя						
61	T <sub>річн</sub>	0,45	0,12	4,23	2,00	значущий
	T <sub>тепл</sub>	0,47	0,12	3,09	2,00	значущий
	T <sub>холод</sub>	0,28	0,14	2,55	2,00	значущий
м/ст. Сербка						
60	T <sub>річн</sub>	0,46	0,09	3,41	2,00	значущий
	T <sub>тепл</sub>	0,41	0,10	2,53	2,00	значущий
	T <sub>холод</sub>	0,37	0,10	2,14	2,00	значущий

Для середньої кількості річних опадів (табл. 3) за період 1989-2012 рр. по розглянутих метеостанціях не виявлені статистично значущі тренди. У холодний період переважає зменшення сум опадів, у теплий – зростання.

Значення  $\Delta X$  розраховувалось за формулою  $\Delta X = X^* - X$ ; де  $X^*$  – опади за період 1989-2012 рр.,  $X$  – опади за період 1951-1988 рр.

Таблиця 3 – Зміна кліматичних чинників (опадів) у абсолютних величинах ( $\Delta X$ , мм) за різні розрахункові інтервали

Метеостанція	За рік	За теплий період	За холодний період
Одеса	23	20	3
Роздільна	-11	13	-19
Любашівка	-8	20	-24
Затишшя	16	31	-16
Сербка	2	18	-12

За теплий період – з квітня по жовтень – на всіх метеостанціях сумарна кількість опадів за 1989-2012 рр. зросла на 13 – 31 мм (табл. 3), що становить 3,9 – 9,8 % по відношенню до попереднього розрахункового інтервалу.

Кількість опадів за холодний період зменшилася на 12 – 24 мм (табл. 3) за останні роки по відношенню до попереднього розрахункового інтервалу, по станції Одеса – їх кількість практично однакова за обидва періоди.

Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів за даними метеорологічної станції Роздільна за 1951-2011 рр. (рис. 4а) показує, що кількість опадів практично не змінюється у часі. Ця ж тенденція спо-

стерігається і на станції Сербка. За той же період спостережень по метеорологічних станціях Одеса, Любашівка (рис. 4б) і Затишся у 1951-2011 роках виявлено тенденцію до збільшення річних сум атмосферних опадів, така ж тенденція установлена для опадів, які випали з квітня по жовтень для всіх метеостанцій. Для прикладу показано хронологічний хід опадів за даними станції Роздільна (рис. 5).

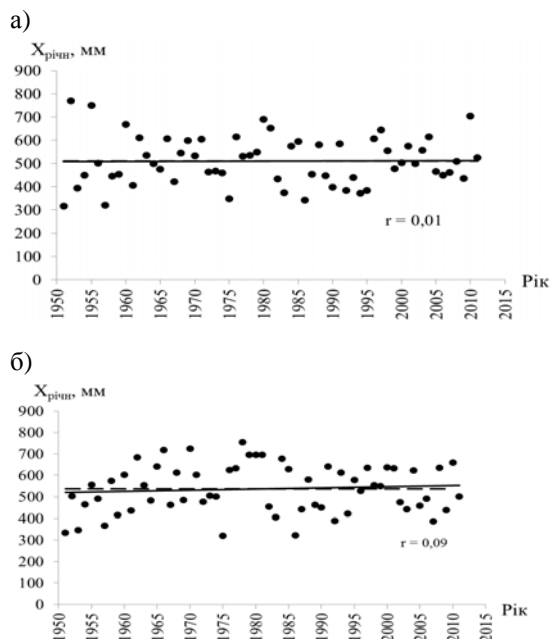


Рис. 4 – Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів за даними метеорологічної станції Роздільна (а) і Любашівка (б), 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда).

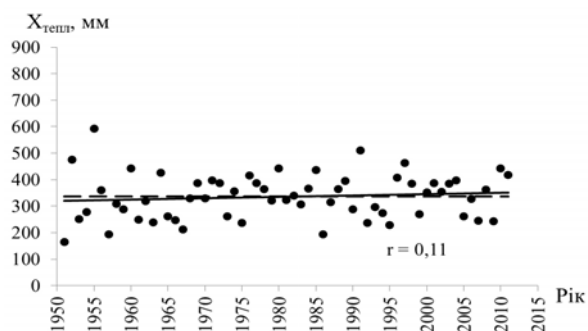


Рис. 5 – Хронологічний хід сум опадів теплового періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Роздільна, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Роздільна показує, що їх кількість зменшується у часі (рис. 6). Для інших метеостанцій визначені схожі залежності.

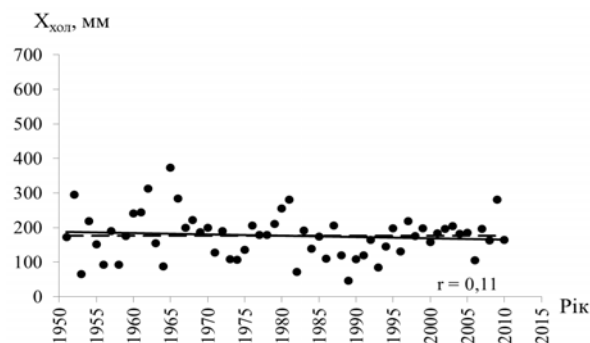


Рис. 6 – Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI- III) за даними метеорологічної станції Роздільна, 1951-2011 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

Перевірка на статистичну значущість коефіцієнтів кореляції, які оцінюють тісноту зв'язку між опадами та часом, показала (табл. 4), що більшість з них є статистично незначущими. На рис. 7а показано хронологічний хід сум опадів теплового періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Одеса за 1900-2013 рр., для цього періоду коефіцієнт кореляції є незначущим. На ст. Одеса залежності річних опадів та опадів за холодний період (рис. 7б) мають значущі коефіцієнти кореляції.

Таблиця 4 – Перевірка коефіцієнтів кореляції зміни опадів на значущість

№, років	Характеристика	Коефіцієнт кореляції r	Середня квадратична похибка σ <sub>r</sub>	Критерій Стьюдента t	Значення t <sub>кр</sub>	Значущість коефіцієнта кореляції
м/ст. Одеса						
113	X <sub>річн</sub>	0,27	0,09	3,08	1,98	значущий
	X <sub>тепл</sub>	0,12	0,09	1,29	1,98	незначущий
	X <sub>хол</sub>	0,29	0,09	3,35	1,98	значущий
м/ст. Роздільна						
60	X <sub>річн</sub>	0,00	0,14	0,08	2,00	незначущий
	X <sub>тепл</sub>	0,16	0,14	0,86	2,00	незначущий
	X <sub>хол</sub>	0,19	0,14	0,86	2,00	незначущий
Продовження таблиці 4						
м/ст. Любашівка						
60	X <sub>річн</sub>	0,09	0,13	0,70	2,00	незначущий
	X <sub>тепл</sub>	0,21	0,12	1,69	2,00	незначущий
	X <sub>хол</sub>	0,13	0,13	1,02	2,00	незначущий
м/ст. Затишся						
61	X <sub>річн</sub>	0,01	0,15	1,36	2,00	незначущий
	X <sub>тепл</sub>	0,11	0,15	1,61	2,00	незначущий
	X <sub>хол</sub>	0,15	0,15	0,47	2,00	незначущий
м/ст. Сербка						
60	X <sub>річн</sub>	0,30	0,11	0,08	2,00	незначущий
	X <sub>тепл</sub>	0,23	0,11	0,39	2,00	незначущий
	X <sub>хол</sub>	0,20	0,11	0,46	2,00	незначущий



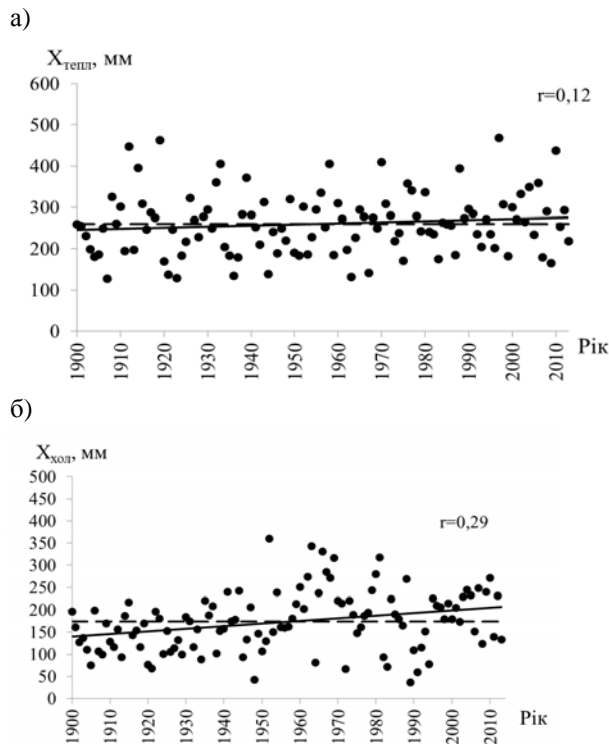


Рис. 7 – Хронологічний хід сум опадів теплою (а) і холодною (б) періодів за даними метеорологічної станції Одеса, 1900-2013 рр. (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

#### 4. ВИСНОВКИ

На всіх метеорологічних станціях, розташованих у межах або поблизу водозбірної басейну Куяльницького лиману, встановлена тенденція до зростання річних температур повітря від  $0,8^{\circ}\text{C}$  до  $1,1^{\circ}\text{C}$ . Причому з 1989 р. інтенсивність зростання збільшується. Так само зростають температури холодного ( $0,7 - 1,0^{\circ}\text{C}$ ) та теплою ( $1,0 - 2,0^{\circ}\text{C}$ ) періодів.

Характерною рисою холодного періоду є перехід середніх температур повітря (після 1989 р.) від від'ємних значень до додатних. Аналіз змін опадів показав, що значущі зміни опадів (зростання) спостерігалися лише на метеостанції Одеса. На водозборі Куяльницького лиману та прилеглих територіях тенденції щодо змін опадів не виявлено. Таким чином, тенденції змін кліматичних чинників на водозборі Куяльницького лиману вказують на несприятливі умови формування стоку. Зростання температур повітря холодного сезону буде сприяти формуванню відлиг і зменшенню витрат та об'ємів весняного водопілля. Збільшення температур повітря теплою періоду призвело до зростання випаровування з поверхні суші і особливо з водної поверхні водойм. Ці втрати не компенсуються збільшенням зволоження території за рахунок опадів. Отже на водозборі Куяльницького лиману сформувалися кліматичні умови, які сприяють зменшенню водних ресурсів території.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України / Під ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса.: Екологія, 2011. – 605 с.
2. Вишневський В.І. Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок / В.І. Вишневський // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип. 250. – С. 190-202.
3. Шерешевський А.І., Синицька Л.К. Оцінка змін випаровування з водної поверхні території України/ А.І. Шерешевський, Л.К. Синицька // Наук. Праці Укр НДГМІ. -2000. – Вип. 248. – С. 67-76.
4. Гопченко Є.Д. Науково-методична база для визначення тривалості силового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, М.С. Романчук, А.В. Траскова // Український гідрометеорологічний журнал. -2014. - №14. – С. 205-212.
5. Шакірманова Ж.Р. Визначення основних факторів весняного водопілля річок лівобережжя Дніпра при довгострокових прогнозах його характеристик / Ж.Р. Шакірманова // Український гідрометеорологічний журнал. - 2013. - №16. – С. 99-109.
6. Хільчевський В.К. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / В.К. Хільчевський., І.М. Ромась, М.А. Ромась, В.В. Гребінь, І.О. Шевчук, О.В. Чунар'ов. – К.: Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
7. Струтинська В.М., Гребінь В.В. Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. / В.М. Струтинська, В.В. Гребінь – К.: Ніка-Центр, 2010. -196 с.
8. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). / В.В. Гребінь –К.: Ніка-центр, 2010. -316 с.
9. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях) / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
10. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья / Под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. - Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
11. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Колективна монографія / Під ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. – Одеса: ТЕС, 2014. – 276 с.
12. Гончарова Л.Д., Школьнік Є.П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): Навчальний посібник. / Л.Д. Гончарова, Є.П. Школьнік – Одеса: Екологія, 2006. – 458 с.

#### REFERENCES

1. Stepanenko S.M., Pol'ovyi A.M. (Eds). *Otsinka vplyvu klimatichnykh zmin na haluzi ekonomiky Ukrainy* [Assessment of the Climate Change Impact on the Economy of Ukraine]. Odessa: Ekologiya, 2011. 605 p.
2. Vyshnevs'kyi V.I. *Nauk. Pratsi UkrNDHMI – Scientific Proc. UkrSRGMI*, 2002, vol. 250, pp. 190-202. [In Ukrainian]
3. Shereshevs'kyi A.I., Synyts'ka L.K. *Otsinka zmin vyparovuvannya z vodnoyi poverkhni terytoryi Ukrainy* [Estimation of Changes in Evaporation from the Water Surface in the Territory of Ukraine] // *Nauk. Pratsi UkrNDHMI – Scientific Proc. UkrSRGMI*, 2000. vol. 248, pp. 67-76.
4. Hopenko Ye.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.Ye., Traskova A.V. *Ukr. Gidrometeorol. Zh. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no. 14, pp. 205-212. [In Ukrainian]
5. Shakirmanova Zh.R. *Ukr. Gidrometeorol. Zh. – Ukrainian hydrometeorological journal*, 2013, no. 16, pp. 99-109.
6. Khil'chevs'kyi V.K., Romas' I.M., Romas' M.A., V.V. Hrebin', Shevchuk I.O., Chunar'ov O.V. *Hidroloho-hidrokhimichna kharakterystyka minimal'noho stoku richok baseynu Dnipro* [Hy-

- drological and Hydrochemical Characteristics of the Minimum River Runoff within the Dnipro Basin]. Kiiv: Nika-Tsentr, 2007. 184 p.
7. Strutyns'ka V.M., Hrebin' V.V. *Termichnyy ta l'odovyy rezhymy richok baseynu Dnipro z druhoyi polovyny XX stolittya* [Thermal and Glacial Regime of the Dnipro Basin Rivers in the late 20<sup>th</sup> Century]. Kiiv: Nika-Tsentr, 2010. 196 p.
  8. Hrebin' V.V. *Suchasnyy vodnyy rezhym richok Ukrayiny (landshaftno-hidrolohichnyy analiz* [Current Water Regime of the Rivers in Ukraine (Landscape and Hydrological Analysis)]. Kiiv: Nika-Tsentr, 2010. 316 p.
  9. Gopchenko Ye.D., Loboda N.S. *Vodnye resursy severo-zapadnogo Prichernomor'ja (v estestvennyh i narushennyh hozjajstvennoj dejatel'nosti uslovijah)* [Water Resources of the North-Western Black Sea Region (under the Natural and the Economy-Affected Conditions)]. Kiiv:KNT, 2005. 188 p.
  10. Tuchkovenko Yu.S., Hopchenko Ye.D. (Eds). *Aktual'nye problemy limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ja* [Topical Problems of the Lagoons in the North-Western Black Sea Region] / Odessa: TJeS, 2011. 224 p.
  11. Tuchkovenko Yu.S., Loboda N.S. (Eds). *Vodni resursy ta hidroekologichnyy stan Tylilul's'koho lymanu* [Water resources and Hydroecological conditions in Tiligulskyi Liman]. Odessa: TES, 2014. 276 p.
  12. Honcharova L.D., Shkol'nyy Ye.P. *Metody obrobky ta analizu hidrometeorologichnoyi informatsiyi (zbirnyk zadach i vprav)* [Methods of Hydrometeorological Data Processing and Analysis (Compendium of Tasks and Exercises)]. Odessa: Ekolohiya, 2006. 458 p.

## MAIN TENDENCIES OF CLIMATE FACTORS CHANGES WITHIN KUYALNIK LIMAN DRAINAGE BASIN

**M.E. Daus**, Cand. Sci. (Geogr.), Associated Prof.

**N.S. Loboda**, Dr Sci. (Geogr.), Prof.

*Odessa State Environmental University,  
15 Lvivska str., 65016, Odessa, Ukraine, dme2468@gmail.com*

**Problem.** Global climate changes, which are observed over the last decades, influencing the formation of modern hydrological regime of the Kuyalnik Liman. In the paper for the detection of major trends of these changes the natural climatic factors (temperature, precipitation) are evaluated.

**The purpose** of investigation is assessment of changes in major climatic factors of flow formation, namely precipitation and air temperature for the year, warm and cold periods on the basis of meteorological stations data within the catchment the Kuyalnik Liman and adjacent areas during the period 1900-2012.

**Research methods** are methods of statistical processing of the initial information. Analysis of changes in climatic factors was occurred on the base of comparing data before and after year 1989 (beginning of observations - 1988, 1989-2012).

**Main results.** The average annual temperature for the period 1989-2012 on the all the weather stations are increased from 0,8°C (Rozdelnaya) to 1,1°C (Odessa, Lyubashevka) compared with the previous observational period (1951-1988). During the warm season - from April to October – on all the weather stations average temperature are increased on 0,7°C, on the station Odessa - on 1,0°C. In the period 1989-2012 from November to March on all the weather stations the average temperature are increased on 1,0 - 2,0°C (relative to the previous estimated range).

On chronological graphs of average year temperatures, in the warm and cold seasons upward trend in air temperatures are marked. In the cold period transition in average temperatures from negative to positive means are eventuated.

Data review on all the meteorological stations revealed that temperature trends for the year, warm and cold periods are characterized by statistically significant correlation coefficients.

For the average annual precipitation for the period 1989-2012 statistically significant trends are not found. In the cold period reducing of the amounts of precipitation are dominated, in the warm period growth tendencies are observed.

**Conclusions.** Trends in changes of climatic factors on the watershed the Kuyalnik Liman indicate the unfavorable conditions of the flow formation. Rising of air temperatures of cold season promote the thaws formation and reduce the discharge and volume of spring floods. Increasing of air temperatures of warm pe-

riod led to growth of evaporation from the land surface, especially from water surface of reservoirs. These losses are not recompense by the increasing of precipitation. So, on the catchment the Kuyalnik Liman climatic conditions that reduce the water resources are formed.

**Keywords:** climatic factors, air temperature, precipitation, water resources of the Kuyalnik Liman

## **ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРЕДЕЛАХ ВОДОСБОРА КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА**

**М.Е. Даус**, к.геогр.н., доцент

**Н.С. Лобода**, д.геогр.н., проф.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, dme2468@gmail.com*

В работе проведена оценка природных климатических факторов (температуры, осадков), которые формируют современный гидрологический режим Куяльницкого лимана. В исследовании выявлены основные тенденции климатических изменений на основе материалов метеорологических станций в пределах водосбора Куяльницкого лимана и прилегающих к нему территориях за период с 1900 до 2012гг. В последние два десятилетия установлена тенденция к росту температур воздуха при практически неизменных осадках, что приводит к ухудшению условий формирования стока на водосборе и способствует уменьшению водных ресурсов исследуемой территории.

**Ключевые слова:** климатические факторы, температура, осадки, водные ресурсы Куяльницкого лимана

*Дата першого подання.: 30.06.2015*

*Дата надходження остаточної версії : 11.09.2015*

*Дата публікації статті : 26.11.2015*

УДК 556.55

## ОЦІНКА СТАНУ ХАДЖИБЕЙСЬКОГО ЛИМАНУ І ПРОГНОЗУВАННЯ МОЖЛИВИХ РІВНІВ ВОДИ У НЬОМУ

Ж.Р. Шакірзанова, д.геогр.н., проф.

Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [kazackova\\_anelina@ukr.net](mailto:kazackova_anelina@ukr.net)

В роботі розглянуті актуальні питання гідрологічного режиму Хаджибейського лиману як у природний період, так і при його господарському використанні.

По запропонованій методиці розрахунку весняних водопіл і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення встановлено, що за виникнення катастрофічних повеней (при  $P=1\%$ ) рівні води в Хаджибейському лимані можуть досягти небезпечних позначок. Довгостроковий прогноз надходження тало-дощових вод в період весняного водопілля дасть змогу здійснювати передчасну оцінку ступеня регулювання водойми лиману поверхневими водами його басейну у кожному році.

**Ключові слова:** рівневий режим, небезпечні позначки, рідкісна ймовірність, довгострокове прогнозування.

### 1. ВСТУП

У зв'язку з суттєвим підвищенням рівнів води в Хаджибейському лимані, за виникнення вітрових хвиль у ньому та випадіння значних дощових опадів, що можуть накладатися на високі рівні води, виникає загроза руйнування і переливу води через дамбу та затоплення поверхневими водами прилеглих до лиману територій міста.

Сучасний гідрологічний режим Хаджибейського лиману характеризується з початку минулого століття його господарським використанням при найбільшому антропогенному навантаженні в останні десятиріччя.

### 2. АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Фізико-географічна характеристика басейну лиману, відповідно до фізико-географічного районування [1]. Хаджибейський лиман розташований на Одеській рівнині, в межах Одеського приморського району південної степової підзони. За характером рельєфу район має плоску, слабо розчленовану хвилясту поверхню, яка має нахил в сторону моря. Глибина яружної мережі не перевищує 50 м, щільність – 0,25 – 0,5 км на 1 км<sup>2</sup> [2].

Хаджибейський лиман є замкнутою водоймою. Час відділення лиману від моря відноситься до кінця ХІХ ст. Довжина його за даними різних джерел [3, 4, 5] становить 33 – 40 км, ширина коливається в межах 0,5 – 3,5 км, середня глибина – приблизно 4 – 5 м, максимальна – до 13 – 17 м (в середній частині лиману). Площа водної поверхні змінюється в широких межах, середнє її значення близьке до 86 км<sup>2</sup>, об'єм води при цьому становить близько 750 млн. м<sup>3</sup>, площа водозбору – близько 2,5 – 2,7 тис. км<sup>2</sup>. Водойма витягнута у північно-західному напрямку при перпендикулярності вісі лиману до берегової лінії моря. Лиман має звивистість берегової лінії, невелику ширину відносно його довжини, крутий правий берег і більш пологий – лівий, велику кількість кос, балок, яруг. Північна частина його

найбільш мілководна і поступово переходить у долину річки; у міру наближення до моря глибина у водоймі зростає [2, 3]. Від моря Хаджибейський лиман відділений пересипом шириною приблизно 4,5 км, а довжиною – 7 км [2, 3].

У районі Хаджибейського лиману поширені чорноземи південні малогумусові й південні солонцюваті. Вміст гумусу в цих ґрунтах незначний і не перевищує 3,7 – 3,9% при товщі гумусового горизонту – 55 – 75 см. Залишкова фізична солонцюватість обумовлює послаблення аерації, зниження водопроникності, утворення кірки, ущільнення в сухому стані й набрякання у вологому, що утрудняє обробку ґрунту [1].

Рослинний покрив району досліджень, розташований в межах південного степу, в минулому був представлений типчаково-ковиловими видами травостою та степних кущів [1]. Ще на початку 20-х рр. минулого сторіччя на схилах Хаджибейського лиману були розповсюджені чагарникові види клену татарського, дикої груші, бересту. У теперішній час при розвитку землеробства більша частина територій розорана.

З метою захисту земель від ерозії, суховіїв, а доріг від снігових заносів, а також для рекреації в межах Одеси та області широко розвинені заходи по насадженню лісосмуг та деревостою у вигляді гаїв та парків, які представлені різними видами дубу, клену, ясеню, в'язу, грецького горіху, плодовими та деякими породами кущів [1].

Безпосередня близькість Чорного моря обумовлює на розглядуваній території утворення помірно континентального клімату з недостатнім зволоженням, короткою м'якою зимою і тривалим літнім періодом з жаркою і сухою погодою. Слід зазначити, що на місцевий клімат впливають, крім моря, ще й лимани та дельти річок. У прибережній смузі, межі якої для лиманів проходять на відстані 0,2 – 0,5 км від берегу, зменшуються добові й річні амплітуди коливань температури повітря, хмарності й кількості опадів. При цьому спостерігається

збільшення вологості повітря, число годин сонячного сяйва, сумарної радіації [2].

### 3. ОГЛЯД ВИВЧЕНОСТІ ОБ'ЄКТА

*Історична довідка і сучасний гідрологічний стан лиману.* Стационарні спостереження за рівнями води Хаджибейського лиману були розпочаті в 30-ті роки минулого сторіччя на водомірних постах у с. Нерубайське й с. Усатово. Пост Усатово діє й по теперішній час.

Гідрологічний режим Хаджибейського лиману обумовлюється природними і антропогенними факторами та характеризується з початку минулого століття ростом господарського використання лиману (при найбільшій його інтенсивності за останні десятиріччя) [2].

Замкненість лиману при періодичному надходженні річкових вод, невелика кількість атмосферних опадів і висока випаровуваність призводять до сезонних природних коливань рівня води Хаджибейського лиману [1, 2].

Визначальним фактором ходу рівнів лиману (як закритої водойми) є об'єм весняного водопілля в басейні основної річки, яка живить водойму – Малий Куяльник (площа водозбору  $F=1540 \text{ км}^2$ ), а також великої кількості тимчасових водотоків, які знаходяться в долинах ярів та балок [3]. Весняне водопілля на річках, що живлять лиман, є найбільш багатоводною фазою водного режиму, добре виражене у роки з наявністю снігу на водозборах. Початок водопілля на річках припадає на першу-другу декади лютого та першу декаду березня. Тривалість водопілля становить 0,5 – 2,5 місяці. Літня й зимова межені характеризується стійкістю, маловодністю й значною тривалістю. Іноді межень порушується невеликими дощовими паводками.

Основним антропогенним фактором для Хаджибейського лиману є скидання стічних вод м. Одеси в нього протягом майже сторіччя, що призвело до підвищення рівня води лиману до критичних позначок і виникнення загрози аварійного руйнування дамби (пересипу), яка відокремлює лиман від моря.

За дослідженнями авторів [2, 3, 6], встановлено, що у багаторічному ході рівнів води Хаджибейського лиману існує періодичність. Так, в перший період (кінець XIX сторіччя) лиман знаходився в стані висихання, а його рівень знизився на 3,81 м нижче рівня моря [6]. З 1884 р. в лиман почалося скидання трансформованих стічних вод з полів зрошення м. Одеси. У період з 1894 по 1931 рр. рівні води лиману ще були невисокими – нижчими за рівні моря на 2,5 – 4,5 м, тобто не перевищували відмітки мінус

1,97 м БС (при статичному рівні моря на відмітці мінус 0,38 м БС). При цьому лиман автоматично пропускав паводки за рахунок постійного або періодичного гідравлічного зв'язку з морем при фільтрації тало-дощових вод через промоїни в тілі піщаної дамби. З моменту початку господарського використання лиману та забудови території Пересипу при припиненні гідравлічного зв'язку з морем рівні води у ньому почали зростати.

Перелом у ході рівнів води лиману відзначений у багатоводному 1909 році, коли підйоми рівнів води досягали 2,5 м і вище.

Другий період у гідрологічному режимі лиману (з 1932 р.) характеризувався підвищенням рівнів води, особливо після багатоводної весни 1932 р., коли підняття рівнів води досягало високих для того часу відміток (до мінус 0,43 м БС) і відбувалося затоплення полів зрошення та частини території Хаджибейського курорту [7, 8]. У той час в короткі строки було збудовано земляну дамбу, яка відокремлювала лиман від полів зрошення. Пізніше по дамбі було прокладено об'їзду автомобільну дорогу, а для перекачки води у лиман використовувалася невелика насосна станція.

Катастрофічно високі підйоми рівнів води у лимані (на 1,5 – 2,0 м над рівнем моря або до відміток плюс 1,5 м БС) спостерігалися і у 1940 і 1941 рр. Восени 1941 р., коли радянські війська залишали Одесу, дамба була підірвана, а територія Пересипу затоплена водою. На протязі півтори років цей район був практично ізолюваний від міста.

В післявоєнні часи вона була реконструйована, а у 1942 р. у зв'язку необхідністю штучного регулювання рівнів води лиману вперше було побудовано самотічний скидний канал «лиман-море», який відновив гідравлічний зв'язок лиману з морем [8]. Однак, інженерні недоліки каналу не забезпечували необхідний режим регулювання води у водоймі, особливо при збільшенні у 60-80-ті роки минулого сторіччя розмірів скидання стічних вод станції біологічної очистки (СБО) «Північна» м. Одеси, які, на відміну від довоєнних років (при об'ємах скидів 10 – 35 млн. м<sup>3</sup>), досягли величин 150 млн. м<sup>3</sup> [9].

На рис. 1 представлений сумісний хронологічний хід середніх за місяці і роки рівнів води в Хаджибейському лимані (станом на травень 2015 р.). При цьому відмічається не суттєве коливання рівнів води для різних місяців і року.

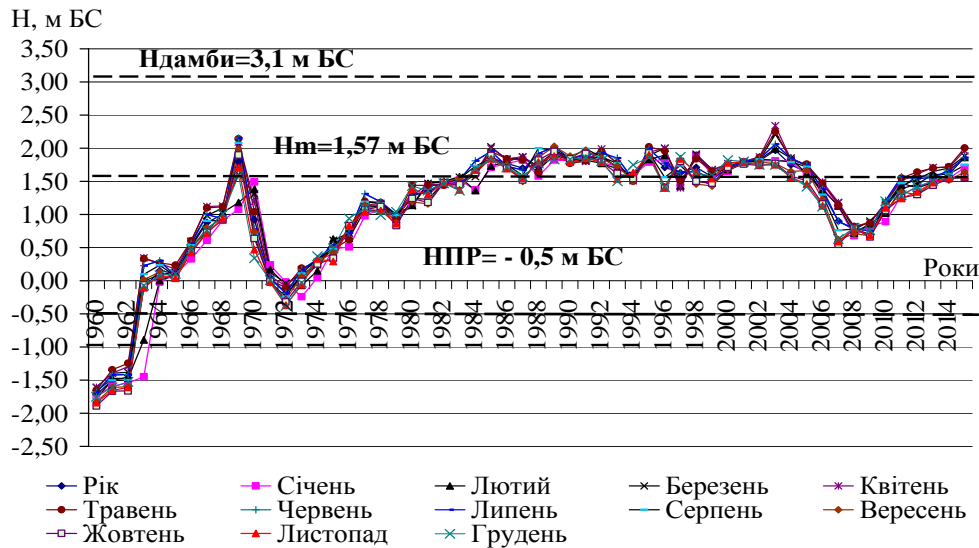


Рис. 1 – Хронологічний хід середніх за місяці та річних рівнів води в Хаджибейському лимані (у с. Усатово)

Від 1963 р., коли рівень води досягав відмітки плюс 0,41 м БС, до 1969 р. – він підвищився до критичних відміток (плюс 2,21 м БС). При цьому створилася погроза руйнування дамби, яка відокремлює лиман від моря. У зв'язку з цим в 1969 р. за інженерним проектом спеціалістів одеського філіалу «УкрПівдендіпроводгосп» введений в експлуатацію гідротехнічний вузол для скидання лиманних вод у море у складі головного шлюзу, насосної станції потужністю 7,0 м<sup>3</sup>/с із напірним трубопроводом з водовипуском до моря [8]. Це дозволило знизити рівень води в лимані в період до 1972 р. на 2 м, тобто до відмітки мінус 0,4 м БС.

За даним проектом був встановлений розрахунковий горизонт щорічного спрацювання водойми перед весняним водопіллям, тобто підтримання нормального підпертого рівня (ННР) на рівні мінус 0,5 м БС. Крім того, за нормальним режимом роботи скидної системи обмежений максимальний рівень води у лимані на відмітці плюс 1,57 м БС, а по цих розрахункових рівнях води для нормального функціонування автомобільної дороги, відповідно СНіПу за умови вітряно-хвильових навантажень, призначена й відмітка гребеня дамби, яка дорівнює плюс 3,1 м БС [8, 9]. Слід зазначити, що за технічним паспортом Хаджибейського лиману (п. Усатово) відмітка гребеня дамби становить 2,30 – 2,70 м БС (2009 р.).

В наступні, після 1972, роки, у зв'язку з нерегулярним перекиданням частини води з лиману в море, його рівень став підвищуватись.

Починаючи з 1973 р., рівень води в лимані доволі інтенсивно зростав з позначок в середньому у 1972 р. на рівні мінус 0,18 м БС до відміток середньорічних рівнів води – в межах плюс 1,57 – 1,94 м БС

(див. Рис. 1). Тобто майже протягом 18 років (1985 – 2002 рр.) режим рівнів води в лимані залишався доволі стабільним, причому на високих позначках. Такий хід рівнів води підтримувався регулюючою дією насосної станції «лиман-море», яка здійснювала скиди комунальних вод СБО «Північна» у водойму лиману у теплу пору року – з квітня по жовтень у розмірі 42 млн. м<sup>3</sup> [6].

Однак, слід особливо відзначити, що на цьому більш менш стабільному фоні спостерігалися й критично високі максимальні рівні води з відмітками: плюс 2,09 м БС у квітні багатоводного 1985 р., плюс 2,06 м БС – у березні 1989 і 1992 рр. і 2,02 м БС – у березні 1996 р., коли виникла загроза руйнування і прориву дамби тало-дошовими водами при небезпеці затоплення промислової й житлової зон Одеси – Пересипу [7, 9].

Ще більш критична ситуація склалася у період весняного водопілля високого 2003 р., коли рівні води у лимані досягли катастрофічно високих позначок (плюс 2,38 м БС). Тоді міською владою були прийняті заходи по укріпленню дамби та інтенсивній цілодобовій відкачці води у море, але ж протягом майже трьох місяців (березня-травня) відмітки води в лимані перевищували критичні, а в окремі дні вода практично переливалася через дамбу, що погрозувало її руйнуванню і затопленню району Пересипу. На деякий час також було припинено рух автомобільного транспорту по дорозі, яка проходить по гребеню дамби [7, 9].

Для регулювання водного режиму лиману по зниженню рівнів води в ньому спеціалістами інституту «УкрПівдендіпроводгосп» був розроблений, але до сьогодні не введений в дію, інженерний проект по реконструкції дамби-дороги

Хаджибейського лиману і побудові нової насосної станції з глибоководним випуском стічних вод СБО «Північна» у море на відстань 4,2 км від берега, відповідно до санітарних норм і правил. Для запобігання підвищенню позначок поверхні води Хаджибейського лиману повинна бути створена вільна ємність у водоймі, що може бути досягнуто за рахунок річного відводу вод з лиману й стічних вод СБО «Північна» м. Одеси в Чорне море. Крім того, витратну потужність насосної станції необхідно збільшити у тричі [9].

У наступний період – після багатоводного 2006 р., за маловодності 2007 – 2009 років рівні води в лимані утримувались на позначках не вище 1,0 м БС, а у період з 2010 року – вони знову почали зростати (в середньому за рік до 0,33 – 0,20 м). У зв'язку з цим, при виникненні високих весняних водопіль або дощових паводків загроза критичного підвищення рівнів води в Хаджибейському лимані існує і ситуація може стати небезпечною.

З листопада 2014 р. рівні води поступово підвищуються, досягаючи відмітки 2,04 м БС (станом на 9, 12 травня 2015 р.), однак вони поки що є нижчими за критичні проектні відмітки гребеня дамби (без врахування вітряно-хвильової дії) та у порівнянні їх з максимальними рівнями води багатоводного 2003 року.

Гідрологічна мережа спостережень в басейнах Причорноморських лиманів майже відсутня, а існуюча нормативна база в галузі максимального стоку (СНіП 2.01.14-83) не дозволяє з достатньою надійністю визначити максимальні витрати води і шари стоку під час проходження весняних водопіль і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення у багаторічному періоді.

#### 4. МЕТОДИ І МАТЕРІАЛИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Розрахункова і прогнозна схеми наповнення лиману поверхневими водами. В ОДЕКУ розроблений і доведений до практичного використання метод розрахунку припливу поверхневих вод весняних водопіль та дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення (наприклад, при  $P=1\%$ ) до Хаджибейського лиману, оцінки рівневого режиму за таких умов у багаторічному періоді [10, 11].

Розрахунки приросту рівнів води в Хаджибейському лимані, використовуючи запропоновану схему при встановленні значень відміток рівнів води весняного водопілля (див. Рис. 2) показали, що розрахункові максимальні рівні води весняного водопілля в деякі роки при проходженні катастрофічно високих весняних водопіль (1%-ї ймовірності перевищення) могли б досягти або перевищити критичну проектну відмітку дамби Хаджибейського лиману (плюс 3,1 м БС), наприклад, у 1987, 1990, 1996, 1998, 2003 рр., а також й у зимово-весняний період 2015 р. На рис. 2 цей розрахунковий рівень при  $P=1\%$  позначено як  $H_{1\%}$ .

За виникнення небезпечних умов, коли в лимані в період проходження високих рівнів води весняного водопілля ( $H_{1\%}$ ) в квітні-травні могли б пройти ще й дощі тієї ж ймовірності перевищення ( $P=1\%$ ), розрахункові рівні води у ньому ( $H_{ДТ_{1\%}}$ ) досягли б катастрофічних позначок (3,8 – 3,9 м БС) при можливому руйнуванні дамби і затопленні значних територій міста (див. Рис. 2).

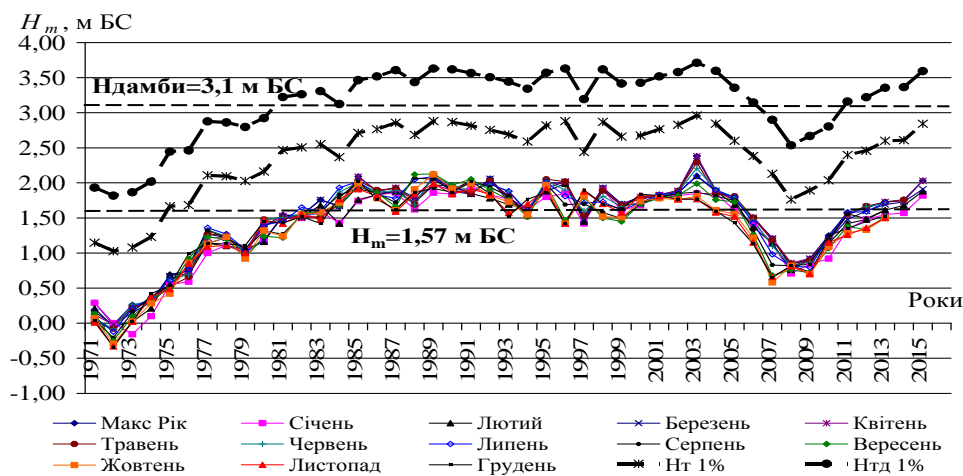


Рис. 2 – Багаторічний хід максимальних за місяці і рік ( $H_m$ ), розрахункових максимальних рівнів води весняного водопілля та дощового паводку ( $H_{ДТ_{1\%}}$ ) у Хаджибейському лимані при забезпеченості  $P=1\%$ .

В роботі запропонована і реалізована методика прогнозу можливого наповнення закритих лиманів північно-західної частини Причорномор'я (зокрема, Хаджибею і Куяльнику) у весняний період року на базі довгострокового прогнозу об'ємів стоку весняного водопілля в їх басейнах [12]. Особливості методики прогнозування пов'язані з тим, що мережа гідрологічних спостережень як в басейнах лиманів, так й на більшості території Причорномор'я майже відсутня. При цьому прогнозування здійснюється за можливості відновлення просторового розподілу гідрометеорологічних чинників тало-дощового стоку, тих, що складають вектор-предиктор дискримінантної функції при завчасному встановленні типу водності річок у період формування весняного стоку в їх басейнах. Метод прогнозу передбачає й встановлення ймовірнісних характеристик виникнення водопіль у багаторічному розрізі.

Завчасний прогноз надходження поверхневих вод для Хаджибея необхідний з метою оцінки його наповнення, можливого підвищення рівнів води до критичних позначок, при яких має місце небезпека затоплення дамби і житло-промислового району м. Одеси – Пересипу.

## 5. РЕЗУЛЬТАТИ

Аналіз гідрометеорологічних умов і режиму рівнів води в Хаджибейському лимані у 2014 – 2015 р.

За даними Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ), погодні умови поточної зими, як і в минулому році, виявилися мінливими і нестабільними. Середня місячна температура повітря усіх зимових місяців була вищою за кліматичну норму, відмічалася чередування коротких морозних періодів та більш тривалих періодів з відлигами і додатними температурами повітря.

Протягом осені опади випадали досить нерівномірно як у просторі, так і у часі – і як зі значною їх кількістю, так і декадним дефіцитом опадів. У південній частині території у вересні місцями спостерігались дуже сильні зливи, з сумарною кількістю декадних опадів 260 – 690% до норми, 172 – 280% до норми та більше (у третій декаді жовтня) та 174 – 327% до норми – у другій декаді листопаду. Слід зазначити, що в басейні Хаджибейського лиману величина опадів у вересні становила 140 мм (при нормі 35 мм).

Внаслідок дощів на річках відбувалося зростання рівнів води до 20 – 35 см, але їх водність в цілому була від 43 – 55% до норми у вересні до 75 – 79% до норми – у жовтні і 76-90% – у листопаді. При цьому запаси продуктивної вологи на 3 декаду жовтня були

незначними (42 – 176 мм).

На початок зими (у грудні) на території басейнів спостерігались нестійкі погодні умови. Так, у першій декаді середньомісячна температура повітря по всій території басейну була на 2,2 – 4,3°C нижчою за норму, що призвело до льодоутворення на річках у вигляді неповного льодоставу, за берегів, а на притоках – навіть льодоставу. Внаслідок утримання у другій і майже всій третій декадах теплої погоди відбулося руйнування льодових явищ (до повного очищення річок від льоду).

Наприкінці третьої декади грудня по всій території відбулося різке зниження температур повітря (майже на 10°C) з опадами у вигляді снігу. Такі гідрометеорологічні умови призвели до накопичення снігового покриву та відновлення льодоутворення на річках. За даними снігомірних зйомок, запаси води в сніговому покриві станом на 31 грудня – 5 січня становили від 3 мм (ст. Затишшя) до 51 мм (ст. Болград). Глибини промерзання ґрунтів були незначними і коливалися від 0 до 9 см (в крайній південній частині території).

Завдяки відлизі, яка розпочалася у другій декаді січня (температури повітря були на 2,0 – 4,9°C вище за норму), сніговий покрив в південній частині території майже повністю зійшов (до 15 – 20 січня), а ґрунти – відтанули. Опади протягом місяця спостерігались як у вигляді снігу, так і дощу, сумарна кількість яких склала 15 – 42 мм (28 – 95% до норми), а для басейну Хаджибейського лиману – 26 мм (при нормі 31 мм).

Слід зазначити, що результати довгострокового прогнозування об'ємів надходження поверхневих тало-дощових вод до водойми лиману у січні-лютому 2015 р. показали, що при таненні снігу (максимальні снігозапаси в басейні Хаджибея становили в середньому 14 мм на 31.12.2014 р.) вони були не дуже значними – на рівні 3 – 4 млн. м<sup>3</sup> (за початкового об'єму води в лимані у грудні 2014 р. – 589 млн. м<sup>3</sup>). Спрогнозовані максимальні рівні води у водоймі від танення снігу і випадіння опадів в зимовий період 2014 – 2015 рр. становили величину плюс 1,80 м БС (при спостереженому їх значенні – 1,86 – 1,88 м БС (в період з 11.02.2015 по 17.03.2015 р.) (див. Рис. 3) і допустимій похибці при прогнозах максимальних рівнів води в Хаджибеї – 0,38 м).

Протягом подальшого зимово-весняного періоду 2014 – 2015 р. на розглядуваній території спостерігалася додатна температура повітря, за відсутності снігового покриву і кількості опадів, дещо вищих за норму (за лютий-квітень в басейні Хаджибейського лиману випало 103 мм опадів при їх нормі – 92 мм). При цьому, за оцінками



випаровування з водної поверхні лиману, вони були близькими до норми.

Так, у зв'язку з випадінням значних опадів у березні (вони становили 52,7 мм, при нормі – 31 мм) з третьої декади цього місяця рівні води в Хаджибей знову почали поступово зростати (див. Рис. 3).

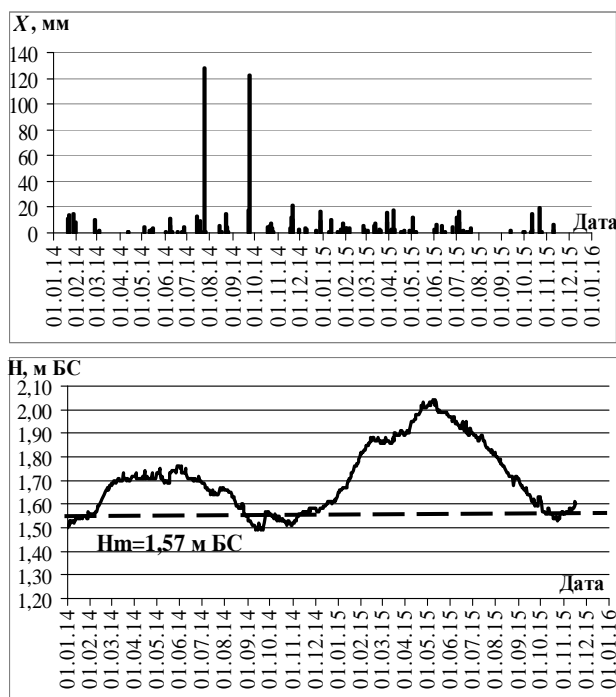


Рис. 3 – Сумісні графіки часового ходу опадів та рівнів води в Хаджибейському лимані у 2014-2015 рр.

Слід зазначити, що 07 – 08 квітня 2015 р. на лимані Хаджибей склалася небезпечна ситуація, коли при випадінні опадів (с. Усатово, 07.04.2015 – 17,2 мм, 08.04.2015 – 3,2 мм) швидкість вітру була 13 – 15 м/с (при поривах до 18 – 21 м/с) північно-східного напрямку. Це призвело до формування вітрових хвиль висотою до 30 – 40 см, руйнуванню подекуди захисних берегів та небезпеки транспортного руху по автомобільному шляху, що прокладений по дамбі.

Максимальний рівень води у Хаджибейському лимані у весняний період 2015 р. становив 2,04 м БС, тобто досягнув максимуму 1989 і 1992 рр. У подальший період рівні води поступово знижувалися, але залишалися (до листопада 2015 р.) на рівні максимальних проектних їх значень – 1,57 м БС (на фоні надходження комунально-побутових вод СБО «Північна»).

Таким чином, оцінка поточного рівневого режиму в Хаджибей повинна здійснюватися з урахуванням прогнозу опадів та надходження поверхневих вод з басейну лиману, а також наявності відомостей про об'єми скидів побутових вод до водойми. За виникнення дощових опадів (наприклад,

забезпеченості 1%) та, особливо, вітру північно-східного напрямку і швидкістю більш 10 м/с, може виникнути ситуація, схожа с тією, що склалася 07 – 08 квітня 2015 р.

## 6. ВИСНОВКИ

Аналіз гідрометеорологічних умов, що склалася у осінньо-весняний період 2014-2015 рр. в басейні Хаджибейського лиману показав, що у випадку проходження високих весняних водопіль або дощових паводків підйом рівня води в лимані (навіть без врахування вітрового нагону і хвилювання) може досягнути критичних позначок – 3,0-3,5 м БС. Така ситуація може призвести до можливого аварійного руйнування дамби, небезпечного переливу води і підтоплення прилеглих житлових масивів промзони м. Одеси.

Економічні та матеріальні збитки можуть бути зменшені, якщо державні структури влади, відповідальні за здійснення заходів протиаводкового захисту населення та промислових об'єктів, повинні здійснювати регулювання водного режиму водойми Хаджибейського лиману на основі передчасного прогнозу можливого наповнення лиману поверхневими тало-дощовими водами, особливо у роки з катастрофічним розвитком зимово-весняних процесів на водозборах річок і лиману.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана. К. – Одесса: «Вища школа», 1979. – 143 с.
2. Лиманы Северного Причерноморья / [Полищук В.С., Замбриборщ Ф.С., Тимченко В.М. и др.]; за ред. О.Г. Миронов. – К.: Наукова думка, 1990. – 204 с.
3. Старушенко Л.И. Причерноморские лиманы Одещины и их рыбохозяйственное использование / Л.И. Старушенко, С.Г. Бушуев – Одесса: Астропринт. – 2001. – 65 с.
4. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования северо-западного Причерноморья / В.М. Тимченко – К.: Наукова думка, 1990. – 240 с.
5. Швевс Г.И. Каталог річок і водойм України / Г.И. Швевс, М.І. Игошин – Одеса: Астропринт, 2003. – 392 с.
6. Адобовский В.В. К проблеме деградации и реконструкции закрытых лиманов северо-западного Причерноморья / В.В. Адобовский, У.В. Губанов, М.В. Адобовская // Научный журнал «География и природные ресурсы». – 2000. – № 3. – С. 63 – 66.
7. Александров Н. Возрождение Хаджибея. «Среда обитания» // Научный журнал. – 2005. – С. 10 – 11.
8. Калмыков В. Хаджибей не должен быть опасным / В. Калмыков // газета «Вечерняя Одесса», февраль 1996 г.
9. Водный режим Хаджибейского лимана и мероприятия по его регулированию / [М.И. Исаков, Б.Я. Сирота, Н.Ф. Решетников, Н.Н. Решетинский] / Одесская региональная Академия наук. – С. 153-157.
10. Гопченко Є.Д. Обґрунтування методики розрахунку характеристик максимального стоку водопіль і дощових

- паводків в басейні Хаджибейського лиману / С.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова, В.А. Овчарук // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – №14. – С. 155-162.
11. Шакирзанова Ж.Р. Оцінка припливу поверхневих вод рідкісної ймовірності перевищення до Хаджибейського лиману // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – №15. – С. 60-170.
  12. Шакирзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України / Ж.Р. Шакирзанова – Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. – 252 с.
  13. СНиП 2.01.14-83. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 448 с.
  14. Гопченко Е.Д., Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук – Одесса, ТЭС, 2002. – 110 с.
- REFERENCES**
1. *Priroda Odesskoj Oblasti. Resursy, ih racional'noe ispol'zovanie i ohrana* [The nature of the Odessa region. The resources and their rational use and protection]. Kyiv – Odessa: «Vishha shkola» Publ., 1979, 143 pp.
  2. V.S.Polishhuk, F.S.Zambriborshh, V.M.Timchenko. (Eds.). *Limany Severnogo Prichernomor'ja* [Limani Northern Black Sea coast]. Kyiv: Naukova dumka Publ., 1990, 204 pp.
  3. Starushenko L.I., Bushuev S.G. *Prichernomorskie limany Odeshiny i ih rybohozjajstvennoe ispol'zovanie* [The Black Sea Region in estuaries and their use of fishery]. Odessa, Astroprint Publ., 2001, 65 pp.
  4. Timchenko V.M. *Jeologiko-gidrologicheskie issledovanija severo-zapadnogo Prichernomor'ja* [Ecological and hydrological studies northwestern Black Sea]. Kyiv: Naukova dumka Publ., 1990, 240 pp.
  5. Shvebs G.I., Igoshin M.I. *Katalog richok i vodojm Ukraïnu* [Catalog rivers and water bodies Ukraine]. Odessa: Astroprint Publ., 2003, 392 pp.
  6. Adobovskij V.V., Gubanov U.V., Adobovskaja M.V. K probleme degradacii i rekonstrukcii zakrytyh limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ja [On the problem of the degradation of estuaries and reconstruction closed the northwest Black Sea]. *Nauchnyj zhurnal «Geografija i prirodnye resursy» – Scientific Journal «Geography and natural resources»*, 2000, no.3, pp. 63 – 66.
  7. Aleksandrov N. Vozrozhdenie Hadzhibeja. «Sreda obitanija» [Revival Hadjibeyan. «Habitat»]. *Nauchnyj zhurnal – Scientific Journal*, 2005, pp. 10 – 11.
  8. Kalmykov V. Hadzhibej ne dolzhen byt' opasnym / gazeta «Vechernijja Odessa» – Newspaper «Evening Odessa», fevral' 1996 g.
  9. Isakov M.I., Sirota B.Ja., Reshetnikov N.F., Reshetinskij N.N. *Vodnyj rezhim Hadzhibejskogo limana i meroprijatija po ego regulirovaniju* / Odesskaja regional'naja Akademiya nauk. – pp. 153–157.
  10. Gopchenko Ye.D., Shakirzanova Zh.R., Ovcharuk V.A. Obgruntuvannya metodyky rozrakhunku xarakterystyk maksymalnogo stoku vodopil i doshhojyx pavodkiv v basejni Xadzhybejskogo lymanu [Justification of the method of calculation of the maximum runoff characteristics of floods and rainy floods in the basin of the estuary Khadzhibei]. *Ukrainskyi gidrometeorologichnyi zhurnal – Ukr. gidrometeorol. ž.*, 2014, no.14, pp. 155–162.
  11. Shakirzanova Zh.R. Ocinka pryplyvu poverxnevix vod ridkisnoyi jmovirnosti perevyshhennya do Xadzhybejskogo lymanu [Evaluation of surface water inflow rare probability of exceeding the estuary to Khadzhibei]. *Ukrainskyi gidrometeorologichnyi zhurnal – Ukr. gidrometeorol. ž.*, 2014, no.14, pp. 160–70.
  12. Shakirzanova Zh.R. *Dovgostrokove prognozuvannya xarakterystyk maksymalnogo stoku vesnyanogo vodopillya rivnyjnyx richok ta estuarijiv terytoriji Ukrayiny* [Long-term forecasting characteristics of maximum runoff spring flood plains of rivers and estuaries in Ukraine]. Odessa: FOP Bondarenko M.O., 2015, 252 pp.
  13. *SNiP 2.01.14-83. Posobie po opredeleniju raschetnyh gidrologicheskix harakteristik*. [Building regulations and rules 2.01.14-83. Manual for the definition of the calculated hydrological characteristics.]. Lenengrad: Gidrometeoizdat Publ., 1984, 448 pp.
  14. Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A. *Formirovanie maksimal'nogo stoka vesennego polovod'ja v uslovijah juga Ukrainy* [Formation of the maximum flow of the spring floods in Southern Ukraine]. Odessa: TES Publ., 2002, 110 pp.

## ASSESSMENT OF HADZHIBEYSKY ESTUARY AND FORECASTING POSSIBLE WATER LEVEL IN IT

Zh.R. Shakirzanova, Dr. Sci. (Geogr)

Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine

*Introduction.* Modern hydrology of the Hadzhibeysky estuary is due to natural and anthropogenic factors and characterized by their intense economic use. Since the beginning of the last century, there was an intense discharge of municipal waters from Odessa (biological treatment plant "North"). This led to a significant increase in the levels of water in the estuary, which threatened to destroy the dam that separates the estuary from the sea, with the possible flooding of residential areas and enterprises of the Peresip area, as well as the road, on the dam, especially in disastrously high water years.

*Purpose.* The purpose problems – are estimation of filling the closed estuaries-reservoirs in north-west area of the Black sea and long-term forecasting of their condition during the spring period of year. The first task – an analysis of conditions of the Hadzhibeysky estuary in the presence of an exceptional spring flood and rain floods of exceedance probability ( $P = 1\%$ ). The second task – is to develop a methodology for the long-term forecasting of filling of the Hadzhibeysky estuary during the spring flood, which is the most abundant phase in the hydrological regime into the territory.

*Results.* For the first time, the possibility of assessing the filling degree surface water from melting snow and rainfall when the estimated probability of exceeding  $P=1\%$  in the closed estuaries-reservoirs of the Black Sea areas. The method of the long-term forecast of surface water during the spring period for the closed estuaries was substantiated. Typification of spring floods in accordance with their water content according to the model – discriminant function *DF*, which takes account of the complex of factors having an influence upon conditions of spring flood formation. Setting the probability of occurrence of the forecasting flow layers in the long-term period are implemented.

*Conclusion.* This method allows risk assessment for sustainable land – and water use planning within the Black Sea estuaries. The method of the long-term forecast was realized by the author in operational work at the Hydrometeorological Center of the Black and Azov Seas.

**Keywords:** *Level mode, the danger mark, a rare chance, long-term forecasting*

## ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ХАДЖИБЕЙСКОГО ЛИМАНА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЗМОЖНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ В НЕМ

**Ж.Р. Шакирзанова**, д.геогр.н., проф.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016 Одесса, Украина*

В работе рассмотрены актуальные вопросы гидрологического режима Хаджибейского лимана как в естественный период, так и при его хозяйственном использовании.

По предложенной методике расчета весенних половодий и дождевых паводков редкой вероятности превышения установлено, что при возникновении катастрофических наводнений (при  $P=1\%$ ) уровни воды в Хаджибейском лимане могут достичь опасных отметок. Долгосрочный прогноз поступления тало-дождевых вод в период весеннего половодья позволит выполнять заблаговременную оценку степени регулирования водоема лимана поверхностными водами его бассейна в каждом году.

**Ключевые слова:** *уровенный режим, опасные отметки, редкая вероятность, долгосрочное прогнозирование.*

*Дата першого подання: 22.05.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 20.11.2015*

*Дата опублікування статті: 26.11.2015*

УДК : 566.166

## УДОСКОНАЛЕННЯ РОЗРАХУНКОВО-НОРМАТИВНОЇ БАЗИ В ГАЛУЗІ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ І ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ: ПРОБЛЕМИ І МОЖЛИВІ ШЛЯХИ ЇХ ВИРІШЕННЯ

Є.Д.Гопченко, д.геогр.н., проф.,

М.Є. Романчук, к.геогр.н., доц.,

В.А. Овчарук, к.геогр.н., доц.

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, valeri.o@mail.ru*

У статті розглядаються проблемні питання, в тій чи іншій мірі пов'язані з визначенням розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення за відсутності безпосередніх часових рядів спостережень за гідрологічним режимом річок.

**Ключові слова:** максимальних стік, дощові паводки, весняне водопілля, розрахункові характеристики, шари стоку, трансформувальні функції паводкових хвиль, руслова мережа, русло-заплавне регулювання паводків.

### 1. ВСТУП

За [1], проблема паводків і методи їх розрахунку та прогнозу відносяться до найбільш важливих із гідрологічних характеристик як в практичному, так і у науковому відношеннях, бо від величини максимального стоку залежать розміри водозбірних отворів мостових переходів, інших гідротехнічних споруд, що розташовуються у підтоплюваних територіях, у тому числі й населені пункти і сільськогосподарські угіддя.

Проблемі розрахунку характеристик весняних водопіль і дощових паводків не випадково присвячена велика кількість досліджень, а також методичних підходів і формул для визначення екстремально високих витрат води. На жаль, не зважаючи на очевидну актуальність проблеми, повноцінних і тривалих рядів спостережень за характеристиками максимального стоку, а тим більш експериментальних матеріалів – зовсім недостатньо. Виходячи з цих об'єктивних обставин, на практиці широкого розповсюдження набули різні методи опосередкованого визначення розрахункових характеристик дощових паводків і водопіль, оснований на тих чи інших теоретичних моделях формування у різних фізико-географічних районах стоку та їх узагальнення.

За походженням умовно можна виділити три основних типи паводків [1,2]:

- спричинені метеорологічними факторами;
- зумовлені або ще й підсилені русловими умовами (чи іншими місцевими факторами);
- паводки селевого походження.

Наша увага, головним чином, буде стосуватись першої групи, як найбільш поширеної і забезпеченої, нормативними документами, зокрема, у післявоєнній роки – СН 435-72, СНіП 2.01.14-83 і СП 33-101-2003 (у РФ і деяких країнах СНД).

### 2. КОРОТКИЙ ОГЛЯД РОЗВИТКУ РОЗРАХУНКОВОЇ БАЗИ В ОБЛАСТІ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ І ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ

Паводки і весняні водопілля в історичному плані відносяться до стихійних явищ, які в окремі роки супроводжувались повіддями, коли затопленими були величезні території, населені пункти, порушені залізничні і шосейні не тільки шляхи, але й такі висококапітальні споруди, як мости. При цьому максимальна інтенсивність дощів може сягати (у тропічних районах) 200-300 мм/год, а за добу 1000-1200 мм/год. [2]. Наслідки під час таких злив бувають катастрофічними. Так, на р.Янцзи в червні-липні 1931 року при проходженні дощового паводка зазнала руйнування захисна дамба. Затопленими виявились десятки тисяч квадратних кілометрів території, а також мала місце загибель (у тому числі й через захворювання) понад 100 тис. людей. В Україні неодноразовим джерелом бід ставав Дніпро. Неперевершеним як за висотою стояння води, так і за площею зони затоплення, вважається водопілля того ж 1931 року, яке затопило величезну територію від Могильова на півночі до Запоріжжя - на півдні.

До сильних злив можна віднести і дощ, що випав відносно недавно – 12 вересня 2013 р. у смт Тарутино, шар опадів якого становив 196.9 мм [3]. Збитки не мали таких розмірів, як у попередньому випадку, завдяки порівняно невеликій площі розповсюдження.

Першою розрахунковою методикою, яку міністерство шляхів сполучення ще царської Росії вважало за необхідне ввести в дію для визначення норм зливого стоку, була формула австрійського інженера Кестліна. Це сталося після того, коли у 1882 р., внаслідок недостатнього обґрунтування розмірів мостів і труб для пропуску зливових вод мала місце аварія потягу на Московсько-Курській залізниці (біля ст. Кукуєво).

Формула Кестліна мала вигляд

$$q_m = k_p a \eta, \quad (1)$$

де  $q_m$  – максимальний модуль стоку;

$a$  – розрахункова інтенсивність, взята Кестлінім на основі одного зливового дощу з інтенсивністю 0,96 мм/хв і тривалістю 10 хв;

$k_p=16,67$  – коефіцієнт розмірності;

$\eta$  – збірний коефіцієнт стоку.

В той же час в США вже чітко були визначені вимоги щодо безпечності і рентабельності споруд, в тому числі й у долинах річок. Шосейні дренажні труби розраховувались на строки від 10 до 20 років за умови короткочасного їх виходу із експлуатації та порушень графіків пересування транспорту [4]. Великі греблі, розташовані вище густонаселених долин річок, повинні проектуватись з такими вимогами, щоб вони могли пропускати екстремально високі паводки протягом усієї служби споруд. Неможливість забезпечити вимірюваннями усі водотоки, на яких відбувається проектування гідротехнічних споруд, сприяла розробці формул для визначення розрахункових витрат дощових паводків і весняних водопіль різної забезпеченості. Серед них мала розповсюдження емпірична структура, запропонована Джервисом [4]

$$Q_m = k_p b \sqrt{F}, \quad (2)$$

де  $Q_m$  – максимальна витрата води;

$F$  – площа водозборів;

$b$  – коефіцієнт Майерса;

$k_p = 16,67$  – коефіцієнт розмірності.

Але найбільшого розповсюдження набули формули граничної інтенсивності (раціональні формули) вигляду (1).

Інтенсивність опадів  $a$  визначається за період баєсейнової тривалості добігання. Бернард (1938) запропонував коефіцієнт стоку  $\eta$  нормувати залежно від повторюваності  $T_p$ , тобто

$$\eta = a_m \left( \frac{T_p}{100} \right)^x, \quad (3)$$

де  $a_m$  – максимальний коефіцієнт стоку повторюваністю 1 раз на 100 років;

$x$  – степеневий показник, представлений картою ізоліній.

Геологічною службою США були розроблені й опубліковані огинаючі криві для 14 областей [4], параметри яких відносяться до структур редуційного типу

$$q_m = \frac{B}{F^{n_1}}, \quad (4)$$

де  $B$  – максимальний модуль схилового припливу при  $F = 0$ .

Степеневий показник  $n_1$  змінюється від 0,17 (баєсейн р.Снейк) до 1,0 (Грейт – Бейсин), але переважно  $n_1 = 0,5$ .

Слід зауважити, що редакція (4) має суттєвий недолік, який полягає у невизначеності правої частини, оскільки при  $F = 0$  максимальний модуль стоку  $q_m$  дорівнює 1/0. В результаті аналізу даних спостережень та фізичної природи явища редуції максимального стоку весняного водопілля Д.Л.Соколовським [1] була використана більше досконала структура редуційного типу, а саме:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (5)$$

де  $q'_m$  – максимальний модуль схилового припливу.

Серед редуційних формул необхідно відзначити варіант, запропонований А.А.Соколовим і К.П.Воскресенським [1]. Вони довели, що модуль схилового припливу  $q'_m$  зумовлений шаром стоку за паводок чи водопілля, тобто

$$q'_m = k_0 Y_m. \quad (6)$$

З урахуванням (6) формула (5) набула розрахункового вигляду і була використана у нормативному документі СН 356-66 [5] в редакції

$$q'_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (7)$$

Серед формул максимального стоку паводків необхідно відзначити теоретичну модель, запропоновану А.М.Бефані [6]. Вона описується рівнянням

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial t} = \alpha q'_t B_x, \quad (8)$$

де  $Q$  – витрата води;

$w$  – площа поперечного перерізу руслового потоку;

$\alpha$  – коефіцієнт густоти гідрографічної мережі;

$q'_t$  – модуль схилового припливу води до руслової мережі;

$B_x$  – ширина водозбору по ізохронах руслового добігання (на відстані  $x$  від витоку річки).

Інтегрування (8) при початкових ( $t = 0$ ;  $w = 0$ ) і граничних ( $x = 0$ ;  $w = 0$ ) умовах та наступні перетворення дали змогу одержати розрахункову формулу

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \phi k_r, \quad (9)$$

де  $Y_m$  – шар схилового припливу паводка;

$t_p$  – тривалість руслового добігання;

$\varphi$  – так званий коефіцієнт діючого шару стоку, причому

- при  $(t_p/T_0) = 0$

$$\varphi = 0; \quad (10)$$

- при  $0 < (t_p/T_0) < 1.0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (11)$$

- при  $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\varphi = 1.0, \quad (12)$$

$(n+1)/n$  – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

$T_0$  – тривалість схилового припливу.

Гідрографічний коефіцієнт  $k_r$  є перехідним множником від прямокутної форми водозборів до реальної. Він дорівнює:

- при  $(t_p/T_0) = 0$

$$k_r = 1.0; \quad (13)$$

- при  $0 < (t_p/T_0) \leq 1.0$

$$k_r = \left[ 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \times \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (14)$$

- при  $(t_p/T_0) > 1.0$

$$k_r = \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^m; \quad (15)$$

- при  $(t_p/T_0) \gg 1.0$

$$k_r = \frac{m+1}{m}, \quad (16)$$

де  $(m+1)/m$  – коефіцієнт нерівномірності розвитку басейнів річок по ширині.

У подальшому формула (9) була А.М. Бефані [7] дещо відкорегована шляхом включення до структури коефіцієнта русло-заплавного регулювання паводків (водопіль)  $\varepsilon_F \leq 1.0$ .

Принциповим недоліком формули (9) є те, що при  $t_p=0$  вона має невизначеність виду  $0/0$ , тоді як фізично за такої умови  $q_m = q'_m$  (де  $q'_m$  – максимальний модуль схилового припливу).

### 3. РОЗРАХУНКОВІ ФОРМУЛИ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ, ЩО ПРОПОНУЮТЬСЯ АВТОРАМИ СТАТТІ

Подальший розвиток моделі (8) здійснив Є.Д. Гопченко [8,2,3]. Вихідне рівняння ґрунтується на схемі руслових ізохрон і має вигляд

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial t} = \alpha q'_m B_x \varepsilon_t, \quad (17)$$

де  $\varepsilon_t$  – функція русло-заплавного зарегулювання паводків (водопіль).

Розв'язок (17) відносно  $q_m$  при початкових ( $t = 0; w = 0$ ) і граничних ( $x = 0; w = 0$ ) умовах в результатуючому варіанті запишемо таким чином:

$$q_m = q'_m \Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (18)$$

де

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (19)$$

$\Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right)$  – трансформаційна функція, причому:

- при  $(t_p/T_0) = 0$

$$\Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right); \quad (20)$$

- при  $0 < (t_p/T_0) \leq 1.0$

$$\Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (21)$$

- при  $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[ 1 - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (22)$$

- при  $(t_p/T_0) \gg 1.0$

$$\Psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = 0, \quad (23)$$

$\varepsilon_F \leq 1.0$  – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання.

Складності операторного рівняння (18) пов'язані з

тим, що воно має дві невідомі величини – тривалість схилового припливу  $T_0$  і коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ .

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ запропонована методика визначення цих параметрів, виходячи зі структури (18) та застосування до неї ітераційних процедур [9].

Можливий дещо простіший науковий підхід для обґрунтування розрахунково-нормативної бази в галузі максимального стоку річок. Він спирається на геометричну модель гідрографів схилового і руслового стоку. У розгортці від максимальних ординат  $q'_m$  і

$q_m$  їх можна представити у такій редакції:

- схиловий приплив

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (24)$$

- русловий стік

$$q_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_n} \right)^{m_1} \right], \quad (25)$$

де  $T_0$  – тривалість схилового припливу;

$T_n$  – тривалість паводка (водопілля).

Проінтегруємо (24) і (25) відповідно по  $T_0$  і  $T_n$ ,

тоді:

- схиловий приплив

$$Y_m = \frac{n}{n+1} q'_m T_0; \quad (26)$$

- русловий стік

$$Y_m = \frac{m_1}{m_1+1} q'_m T_n. \quad (27)$$

Вважаючи, що у русловій мережі не відбувається значних втрат паводкових (повеневих) вод, узагальнимо (26) і (27)

$$q_m = \frac{m_1+1}{m_1} \left/ \frac{n+1}{n} q'_m \frac{T_0}{T_n} \right., \quad (28)$$

де  $\frac{m_1+1}{m_1} \left/ \frac{n+1}{n} = k_m$  – коефіцієнт трансформації

форми гідрографів у процесі формування паводків (водопілля).

Очевидно, що відношення тривалостей схилового припливу під час паводків (водопілля)  $T_0$  і руслового стоку  $T_n$  буде дорівнювати:

$$\frac{T_0}{T_n} = k_n = \frac{T_0}{T_0 + t_p + \Delta t} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta t}{T_0}} = f(F) \quad (29)$$

У (29) відношення  $(t_p/T_0)$  визначається тривалістю руслового добігання,  $\Delta t/T_0$  – ємністю русло-заплавного зарегулювання паводків (водопілля).

Враховуючи (29), перепишемо структуру (28) таким чином:

$$q_m = q'_m k_n k_m. \quad (30)$$

Якщо в (30) підставити  $q'_m$  з (19), то

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m k_n k_m. \quad (31)$$

Введемо позначення

$$\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} = k_0, \quad (32)$$

де  $k_0$  – коефіцієнт схилової трансформації паводків (водопілля).

У такому випадку (30) набуде вигляду:

$$q_m = k_0 Y_m k_n k_m, \quad (33)$$

де  $k_m$  – коефіцієнт руслової трансформації,

$k_n$  – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання.

На жаль, не зважаючи на структурну простоту (33), вона містить дві невідомі (не вимірювані) величини: тривалість схилового припливу  $T_0$  і коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання  $k_n$ .

#### 4. МЕТОДИЧНЕ ОБґРУНТУВАННЯ ВИЗНАЧЕННЯ НЕВИМІРЮВАНИХ РОЗРАХУНКОВИХ ПАРАМЕТРІВ ФОРМУЛ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ

Вище відзначалось, що запропоновані формули для нормування розрахункових характеристик максимального стоку паводків і водопілля не забезпечені повною мірою необхідними даними.

У формулі (18) вирішення усіх проблемних питань, пов'язаних із визначенням невимірюваних параметрів досягається за допомогою програмного комплексу «Сагуар», який забезпечує встановлення тривалості схилового припливу  $T_0$  і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання  $\varepsilon_F$ . В інших структурах, тобто (31) і (33), проблемними теж є тривалість схилового припливу (вона входить до параметрів  $k_0$  і  $q'_m$ ) та коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання  $k_n$ . З цієї метою повернемося до структури (27), звідки

$$q_m = \frac{m_1+1}{m_1} \frac{Y_m}{T_n} = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (34)$$

Саме у такій редакції (34) увійшла у нормативні документи СН 435-72 [9] і СНП 2.01.14-83 [10] для розрахунку максимальних витрат води весняного водопілля (за відсутності спостережень).

Параметри  $k_0$  і  $n_1$ , досить просто встановити, якщо (34) представити у вигляді

$$\frac{q_m}{Y_m} = k_0 / (F + 1)^{n_1}. \quad (35)$$

Після логарифмування (35) будемо мати вигляд

$$\lg \frac{q_m}{Y_m} = \lg k_0 - n_1 \lg(F + 1). \quad (36)$$

У побудованій залежності  $\lg q_m / Y_m = f \lg(F + 1)$  параметр  $k_0$  представляє собою відрізок на осі ординат, а  $n_1$  – тангенс кута нахилу лінії регресії до осі абсцис.

Виходячи з (32), тепер є можливість визначити  $T_0$  оскільки

$$T_0 = k_p \frac{n+1}{n} / k_0, \quad (37)$$

де  $k_p$  – коефіцієнт розмірності;

$(n+1)/n$  – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі. Враховуючи, що спостереження за характеристиками схилового стоку відсутні, то  $(n+1)/n$  безпосередньо не можна встановити. Нами пропонується методика, яка дозволяє обґрунтувати  $(n+1)/n$ , спираючись на матеріали гідрометричних вимірювань. Для цього скористаємось виразом (27), в структурі якого коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку  $(m_1+1)/m_1$  буде дорівнювати

$$\frac{m_1+1}{m_1} = \frac{q_m \cdot T_n}{Y_n}. \quad (38)$$

Враховуючи, що розглядається проблема розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків і водопіль, доцільно  $(m_1+1)/m_1$  обчислювати не за повними рядом спостережень, а головним чином за даними групи багатоводних років (приблизно за 1/3 тривалості наявних рядів).

Для обґрунтування  $(n+1)/n$  залежність  $(m_1+1)/m_1$  будується в координатах  $(m_1+1)/m_1 = f \lg(F+1)$ . Основою для апроксимації цієї залежності є рівняння

$$\frac{m_1+1}{m_1} = a e^{-a_1 \lg(F+1)}, \quad (39)$$

де  $a = (n+1)/n$  – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

Крім цього, з рівняння (39) можна визначити й коефіцієнт трансформації гідрографів паводків (водопіль)  $k_m$ , а саме

$$k_m = \frac{m_1+1}{m_1} / a = \frac{m_1+1}{m_1} / \frac{n+1}{n} = e^{-a_1 \lg(F+1)} \quad (40)$$

Тепер при наявності  $T_0$ ,  $(n+1)/n$  і  $k_m$  з рівняння (30) або (33) можна визначити коефіцієнт руслозаплавного зарегулювання  $k_n$ . Просторове узагальнення  $k_n$  відбувається в залежності від розміру водозборів. Важливим є те, що зверху  $k_n$  обмежений одиницею (при  $F=0$ ) і тим самим, за відсутності спостережень на невеликих річках, зазвичай, рівняння, яким описується емпірична залежність  $k_n = f \lg(F+1)$ , має вигляд

$$k_n = e^{-b_1 \lg(F+1)}. \quad (41)$$

Параметри  $k_m$  і  $k_n$ , як видно з (40) і (41), описуються одним і тим же аргументом  $-\lg(F+1)$ , що дозволяє їх об'єднати в один редуційний параметр, тобто

$$k_m k_n = k_F = e^{-(a_1+b_1) \lg(F+1)}. \quad (42)$$

З урахуванням (42) і за наявності на водозборах водойм руслового типу формули (30) і (33) можна представити в узагальненому вигляді:

$$q_m = q'_m \cdot k_F \cdot r \quad (43)$$

або

$$q_m = k_0 Y_m k_F \cdot r, \quad (44)$$

де  $r$  – коефіцієнт зарегулювання паводків (водопіль) озерами, водосховищами, ставками.

У подальшому, користуючись (43) чи (44), оберненим шляхом визначається для кожного водозбору тривалість схилового припливу  $T_0$

$$T_0 = k_p \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q_m} k_F. \quad (45)$$

В свою чергу, параметр  $T_0$  підлягає просторовому узагальненню в залежності від географічного положення водозборів і місцевих факторів (залісеності, заболоченості, закарстованості), які впливають на схилу трансформацію паводків і водопіль.



## 5. ВИСНОВКИ

Використовуючи теорію руслових ізохрон і геометричну модель гідрографів схилового і руслового стоку, авторами обґрунтовуються структури розрахункових формул максимального стоку.

Основним параметром цих структур є модуль схилового припливу, який залежить від шару стоку, тривалості схилового припливу і коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі.

Запропоновані структури розрахункових формул, на відміну від існуючих, фактори схилового і руслового стоку враховують окремими параметрами.

Формули вигляду (18) або (43) і (44) рекомендуються для практичного використання як доповнення до нормативного документу, що розробляється в Україні.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Соколовский Д.Л. Речной сток / Д.Л. Соколовский – Л., 1968. – 538 с.
2. Гопченко Є.Д. Невеликі річки – великі проблеми / Є.Д. Гопченко, Н.С. Кічук // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2014. – Т.3 (34). – С. 16-24.
3. Гопченко Є.Д. Гідрологічні розрахунки: [підручник] / Є.Д. Гопченко, Н.С. Лобода, В.А. Овчарук. – Одеса: ТЕС, 2014. – 484 с.
4. Линслей Р.К. Прикладная гидрология / Р.К. Линслей, М.А. Колер, Д.Л.Х. Паулос. - Л., 1962. – 758 с.
5. Указания по определению расчетных максимальных расходов талых вод при отсутствии или недостаточности гидрометрических наблюдений СН 356-66. –Л., 1966. – 16 с.
6. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / Бефани А.Н. -М., 1958. – 309 с.
7. Бефани А.Н. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР / А.Н. Бефани, Н.Ф. Бефани, Е.Д. Гопченко. – Обнинск, 1981. – 60 с.
8. Гопченко Е.Д., Нормирование характеристик максимального

стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук. – Київ, 2005. – 148 с.

9. Гопченко Е.Д. О редукиции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология. – 1975. – №2. – С. 66-71.
10. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Л., 1973. – 111 с.
11. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л., 1984. – 447 с.

## REFERENCES

1. Sokolovskiy D.L. *Rechnoj stok* [River Runoff]. Leningrad, 1968. 538 p.
2. Gopchenko E.D., Kichuk N.S. *Hidrolohija, hidrochimija i hidroekolohija - Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2014, no.3 (34), pp. 16-24. (In Ukrainian).
3. Gopchenko E.D. *Hidrolohichni rozrakhunky* [Hydrological calculations]. Odessa, 2014. – 484 p.
4. Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus J.L.H. *Prikladnaya gidrologia* [Applied Hydrology]. Leningrad, 1962. 760 p.
5. *Ukazaniya po opredeleniyu raschetnykh maksimal'nykh rashhodov talykh vod pri otsutstvii ili nedostatochnosti gidrometricheskikh nablyudeniy SN 356-66* [Instructions for determining the calculated maximum discharge of meltsnow in the absence or insufficiency of hydrometric observations SN 356-66]. Leningrad, 1966. 16 p.
6. Befani A.N. *Osnovy teorii livneвого стока* [Foundations of the theory storm runoff]. Moscow, 1958. 309 p.
7. Befani A.N., Befani N.F., Gopchenko E.D. *Regional'nye modeli formirovaniya pavodochного стока na territorii SSSR* [Regional models of formation of peak flow in the USSR]. Obninsk, 1981. 60 p.
8. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E. *Normirovanie kharakteristik maksimal'nogo стока vesennego polovod'ya na rekakh Prichernonorskoj nizmennosti* [Normalization of peak flow characteristics of spring floods on the rivers of the Black Sea Lowland]. Kyiv, 2005. 148 p.
9. Gopchenko E.D. *Meteorologija i gidrologija – Meteorology and Hydrology*, 1975, no.2, pp. 66-71. (In Russian).
10. *Rukovodstvo po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik* [Guidance on determining calculated hydrological characteristics]. Leningrad, 1973. 111 p.
11. *Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik* [Resource Manual to the definition of the calculated hydrological characteristics]. Leningrad, 1984. 447 p.

## DEVELOPMENT OF CALCULATED AND NORMATIVE FRAMEWORK IN THE FIELD OF MAXIMUM RUNOFF OF RAIN AND SPRING FLOOD: PROBLEMS AND POSSIBLE SOLUTIONS

**E.D. Gopchenko**, Dr. Sci. (Geogr.), Prof.,  
**M.E. Romanchuk**, PhD, Assoc. Prof.,  
**V.A. Ovcharuk**, PhD, Assoc. Prof.

*Odessa State Environmental University,  
 15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, valeri.o@mail.ru*

The article deals with the problematic issues related to the definition of the design characteristics of the maximum runoff of rain and spring floods the rare probability of exceedance in the case absence of direct

observations for hydrological regime of rivers. A brief review of foreign and domestic methods to determine the maximum runoff of the rivers is discussed. A new calculated and normative framework based on the theory of channel isochronous with using geometric model of slope and streamflow hydrographs are proposed. The formulas proposed by the authors is recommended for practical use, as a supplement to a new regulatory document, which is being developed in Ukraine.

**Keywords:** maximum runoff, rain floods, spring floods, the design characteristics, layers runoff, transformation function of flood waves, river bed network, the channel-floodplain regulation.

## **УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ РАСЧЕТНО-НОРМАТИВНОЙ БАЗЫ В ОБЛАСТИ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ И ВЕСЕННИХ ПОЛОВОДИЙ: ПРОБЛЕМЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ**

**Е.Д. Гопченко**, д.геогр.н., проф.,

**М.Е. Романчук**, к.геогр.н., доц.,

**В.А. Овчарук**, к.геогр.н., доц.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, valeri.o@mail.ru*

В статье рассматриваются проблемные вопросы, в той или иной мере связанные с определением расчетных характеристик максимального стока дождевых паводков и весенних половодий редкой вероятности превышения при отсутствии непосредственных временных рядов наблюдений за гидрологическим режимом рек.

**Ключевые слова:** максимальный сток, дождевые паводки, весеннее половодье, расчетные характеристики, слои стока, трансформационные функции паводочных волн, русловая сеть, русло-пойменное регулирование паводков.

*Дата першого подання.: 02.09.2015*

*Дата надходження остаточної версії : 15.10.2015*

*Дата публікації статті : 26.11.2015*

## WAVELET AND MULTIFRACTAL ANALYSIS OF THE NONLINEAR STRUCTURES IN CHAOTIC PROCESSES FOR HYDROECOLOGICAL SYSTEMS

**N.G. Serbov**, Cand.Sci, (Geogr.),  
**O.Yu. Khetselius**, Dr. Sci. (Phys.-Math.)  
**A.A. Svinarenko**, Dr. Sci. (Phys.-Math.),  
**O.N. Grushevsky**, Cand.Sci. (Geogr.)

*Odessa State Environmental University, 15,  
Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [svinarenkooa@gmail.com](mailto:svinarenkooa@gmail.com)*

This paper goes on our investigations of the fractal structures in the chaotic and turbulent processes and connected with a great importance the experimental and theoretical studying of the non-linear dynamical systems with aim to discover the fractal features and elements of dynamical chaos. In this paper on the basis of wavelet analysis and multifractal formalism it is carried out an analysis of fractal structures in the chaotic processes (the time series of the nitrates concentrations in the Small Carpathians river's watersheds Svidnik-Ondrava in the Earthen Slovakia) and the spectrum of the fractal dimensions has been computed. It is carried out numerical modelling and fulfilled a comparison of theoretical data with the earlier received estimates on the basis of other fractal formalism algorithm.

**Key words:** hydrological systems, fractals structures, chaotic processes, the time series of pollutants concentrations

---

### 1. INTRODUCTION

This paper goes on our investigations of the fractal structures in the chaotic and turbulent processes [1,2]. Let us remind that in last years it is of a great importance the experimental and theoretical studying of the non-linear dynamical systems with aim to discover the fractal features and elements of dynamical chaos (e.g. [3-23]). One of the effective approaches to solving such a problem is the multifractal and wavelet analyses. The foundations and application information on the continuous wavelet transform-based method of multifractal analysis are presented in Ref. [3]. An extension of the concept of multifractals to irregular functions through the use of wavelet transform modulus maxima and potential and limitations of the multifractal formalism in the study of non-stationary processes and short signals are in details considered in these references. Especial attention is turned to the multifractality loss effects in the dynamics of different types of systems. A review of fundamental results on the manifestation of fractal structure in wave (turbulent) processes is presented in [3].

As it is indicated in many references (e.g. [3]) the most natural and effective illustration of the chaos effect can be observed in turbulent flows. In papers by Zaslavsky et al (e.g. [5]) the fractal properties of the sea surface have been considered on the scales which are more than the distortion correlation radius.

In this paper on the basis of wavelet analysis and multifractal formalism it is carried out an analysis of

fractal structures in the chaotic processes (the time series of the nitrates concentrations in the Small Carpathians river's watersheds Svidnik-Ondrava in the Earthen Slovakia) and the spectrum of the fractal dimensions has been computed. It is carried out numerical modelling and fulfilled a comparison of theoretical data with the earlier received estimates on the basis of other fractal formalism algorithm.

### 2. METHOD: WAVELET EXPANSIONS AND MULTIFRACTALS

As the key elements of the wavelet-analysis and multifractal formalism have been presented earlier in details (see for example, [1,2]), here we are limited only by the key aspects. According to [1,2], the theoretical tool is in fact based on the wavelet decomposition for analyzing various signals. At present, the family of analyzing function dubbed wavelets are being increasingly used in problems of pattern recognition; in processing and synthesizing various signals; in analysis of images of any kind (X-ray picture of a kidney, an image of mineral, etc.); for study of turbulent fields, for contraction (compression) of large volumes of information, and in many other cases.

Wavelets are fundamental building block functions, analogous to the sine and cosine functions. Fourier transform extracts details from the signal frequency, but all information about the location of a particular frequency within the signal is lost. At the expense of their locality the wavelets have advantages over Fourier transform

when non-stationary signals are analyzed. Here, we use non-decimated wavelet transform that has temporal resolution at coarser scales [1,2].

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

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

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

Thus, unlike the DWT, there are  $2^j$  coefficients on the  $j^{\text{th}}$  resolution level, there are  $n$  equally spaced wavelet coefficients in the NWT

$$d_{jk} = n^{-1} \sum_{i=1}^n 2^{j/2} \psi[2^j(i/n - k/n)] y_i, \quad k = 0, \dots, n-1,$$

on each resolution level  $j$ . This results in  $\log_2(n)$  coefficients at each location. As an immediate consequence, the NWT becomes translation invariant. Due to its structure, the NWT implies a finer sampling rate at all levels and thus provides a better exploratory tool for analyzing changes in the scale (frequency) behavior of the underlying

signal in time. These advantages of the NWT over the DWT in time series analysis are demonstrated in Nason et al (e.g.[12]). As in the Fourier domain, it is important to assess the power of a signal at a given resolution. An evolutionary wavelet spectrum (EWS) quantifies the contribution to process variance at the scale  $j$  and time  $k$ . Another way of viewing the result of a NWT is to represent the temporal evolution of the data at a given scale. This type of representation is very useful to compare the temporal variation between different time series at given scale. To obtain the results, smooth signal  $S_0$  and the detail signals  $D_j$  ( $j=1, \dots, J$ ) are:

$$S_0(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{0k} \varphi_{0,k}(t)$$

and

$$D_j(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_{jk} \psi_{j,k}(t) \quad (2)$$

The fine scale features (high frequency oscillations) are captured mainly by the fine scale detail components  $D_j$  and  $D_{j-1}$ . The coarse scale components  $S_0$ ,  $D_1$ , and  $D_2$  correspond to lower frequency oscillations of the signal. Note that each band is equivalent to a band-pass filter. Further we use the Daubechies wavelet as mother wavelet [11]. This wavelet is bi-orthogonal and supports discrete wavelet transform. Using a link between wavelets and fractals, one could make calculating the multi-fractal spectrum. As usually, the homogeneous fractals are described by single fractal dimension  $D(0)$ . Non-homogeneous or multifractal objects are described by spectrum  $D(q)$  of fractal dimensions or multifractal spectrum. A problem of its calculation reduces to definition of singular spectrum  $f(\alpha)$  of measure  $\mu$ . It associates Hausdorff dimension and singular indicator  $\alpha$ , that allows calculating a degree of singularity:  $N\alpha(\varepsilon) = \varepsilon^{-f(\alpha)}$ . Below we use a formalism, which allows defining spectra of singularity and fractal dimension without using standard Legendre transformations. Wavelet transformation of some real function  $F$  can be also defined as [1]

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

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

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

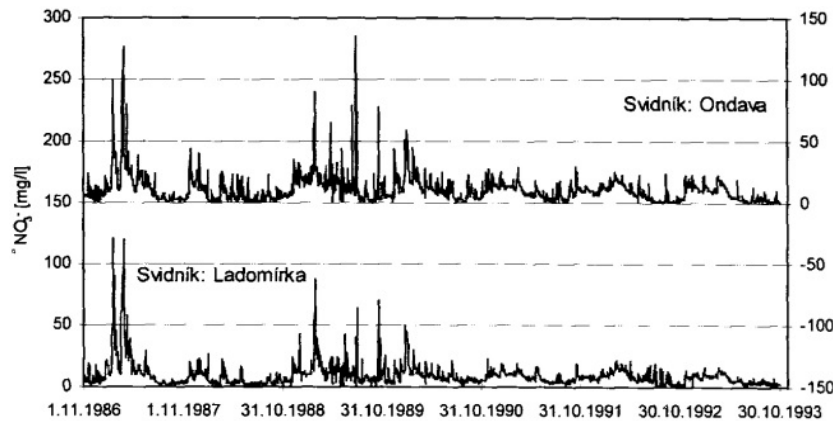


Fig. 1 - The temporal changes in the concentrations of nitrates in some catchment of the Small Carpathians (Slovakia) [12].

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

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

where  $li \in L(a)$ ;  $L(a)$  is a set of such lines, which make coupling the splash-transformation coefficient maximums (they reach or make cross-section of a level, which is corresponding to scale  $a$ ). In the limit  $a \rightarrow 0+$  the distribution function  $Z(q, a)$  manifests the behaviour, which is corresponding to a degree law:

$$Z(q, a) \sim a^\tau(q).$$

To calculate a singularity spectrum, the standard canonical approach can be used. It is based on using such functions:

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

$$\frac{\partial Z}{\partial q} = \sum_{i=1}^{N(a)} \omega_i(a)^q \ln \omega_i(a), \quad (7)$$

$$D(a, q) = qh(a, q) - \ln Z(a, q). \quad (8)$$

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

$$D(q) = \lim_{a \rightarrow 0} \frac{D(a, q)}{\ln a}, \quad (9)$$

$$h(q) = \lim_{a \rightarrow 0} \frac{h(a, q)}{\ln a}. \quad (10)$$

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

### 3. RESULTS AND CONCLUSIONS

As the initial data we use the results of empirical observations made on the watersheds in the region of the Small Carpathians, carried out by co-workers of the Institute of Hydrology of the Slovak Academy of Sciences [2]. Figure 1 lists the time (daily) series for the concentrations of nitrates in the Svidnik: Ondrava watershed (1.11.1983-10.1993).

The process is analyzed on the time intervals which are more than the correlation scale, i.e., as one could wait for here, a intermittency has a multi-fractal nature. Using the PC complex "Geomath" (c.f.[15]) we have performed the numerical calculations of the fractal spectrum. Our numerical estimates have shown that the fractals dimensions are lying in the interval [4.2-5.8]. These data are satisfactory agreed with the preliminary estimates within the simple standard multifractal definition modelling. Therefore, our analysis confirms the universal conclusion regarding availability of the multifractal features for the watershed pollutants daily runoff series for the Danube river [22].

## REFERENCES

- Svinarenko A.A., Khetselius O.Yu., Mansarliysky V.F., Romanenko S.I. Analysis of the fractal structures in turbulent processes. *Ukr. gidrometeorol. ž - Ukrainian Hydrometeorology Journal*, 2014, no. 15, pp. 74-78.
- Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A. Analysis of the fractal structures in wave processes. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.– Bulletin of Odessa state environmental university*, 2013, vol. 16, pp. 222-226.
- Abarbanel H.D.I., Brown R., Sidorowich J.J., Tsimring L.Sh. *The Mandelbrot B. Fractal geometry of nature*. Moscow: Mir, 2002.
- Schertzer D., Lovejoy S. *Fractals: Physical Origin and Properties*. N.-Y.: Plenum Press, 1990, pp. 71-92. (Ed.: Peitronero L.)
- Zaslavsky G.M. *Stochasticity of dynamical systems*. Moscow: Nauka, 1998.
- Zosimov V.V., Lyamshev L.M. Fractals in wave processes. *Phys.Uspekhi*, 1995, vol.165, pp. 361–402.
- Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D.*, 1983, vol. 9, pp. 189-208.
- Kaplan J.L., Yorke J.A. Chaotic behavior of multidimensional difference equations. Functional differential equations and approximations of fixed points. *Lecture Notes in Mathematics*. Berlin: Springer, 1979, no. 730, pp. 204-227. (Eds: H.-O. Peitgen, H.-O. Walter)
- Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S. Geometry from a time series. *Phys. Rev. Lett*, 1980, vol. 45, pp. 712-716.
- Schreiber T. Interdisciplinary application of nonlinear time series methods. *Phys. Rep.*, 1999, vol. 308, pp. 1-64.
- Daubechies I. *Ten Lectures on Wavelets*. Philadelphia: SIAM, 1992.
- Morlet J., Arens G., Fourgeau E., Giard D. Wave propagation and sampling theory. *Geophysics*, 1982, vol.47, pp. 203-236.
- Nason G., von Sachs R., Kroisand G. Wavelet processes and adaptive estimation of the evolutionary wavelet spectrum. *J.Royal Stat.Soc.*, 2000, vol. B62, pp. 271-292.
- Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P. Wavelet analysis and sensing the total ozone content in the earth atmosphere: Mycos technology "Geomath". *Sensor Electr. and Microsys.Techn.*, 2005, vol.2(3), pp. 51-60.
- Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns: wavelet analysis. *Nonlin. Proc.in Geophys.*, 2004, vol. 11, no. 3, pp. 285-293.
- Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *Journal of Hydrology*. Elsevier, 2006, vol. 322, no. 1-4, pp. 14-24.
- Sivakumar B. Chaos theory in geophysics: past, present and future. *Chaos, Solitons & Fractals*, 2004, vol. 19, pp. 441-462.
- Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- *Nat. Rep.2000, UNESCO.-Project 4.1. Intern.Water Systems*. 2000. 96 p.
- Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J. Water quality in experimental basins. -*Nat. Rep.1999 of the UNESCO.-Project 1.1. Intern.Water Systems.*, 1999. 98 p.
- Balan A.K., Systems Approach in hydrology: Extremal Hydrological Events and Effect of Changes in Hydrospheres State. *Proc. Intern. Conf. "Ecology of Siberia, the Far East and the Arctic"*. SD RAN, 2001, p. 133.
- Glushkov A.V., Balan A.K., Multifractal approach for modeling flow and short-term hydrological forecasts (for example, r. Danube). *Meteorology, Climatology and Hydrology*, 2004, no. 48, pp. 392-396.
- Balan A.K. Method multifactorial system modeling in problems of calculation extremal hydrological phenomena. *Meteorology, Climatology and Hydrology*, 2002, no. 45, pp. 147-152.
- Glushkov A.V. Khokhlov V.N., Serbov N.G., Balan A.K., Bunyakova Y.Y., Balanyuk E.P. Low-dimensional chaos in the time series of concentrations of pollutants in the atmosphere and hydrosphere. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.– Bulletin of Odessa state environmental university*, 2007, no. 4, pp. 337-348.
- Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Serbov N.G., Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Buyadzi V.V. Modelling and forecasting the hydroecological systems pollution dynamics by using a chaos theory methods: I. Advanced data on pollution of the Small Carpathians river's watersheds. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.– Bulletin of Odessa state environmental university*, 2015, no.19, pp.131-136.

## ВЕЙВЛЕТ И МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НЕЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУР В ХАОТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ДЛЯ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

**Н.Г. Сербов**, к.геогр.н.,  
**А.А.Свинаренко**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**О.Ю. Хецелиус**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**О.Н. Грушевский**, к.геогр.н.

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, [svinarenkooa@gmail.com](mailto:svinarenkooa@gmail.com)*

Данная работа продолжает наши исследования фрактальных структур в хаотических и турбулентных процессах и связана с большой актуальностью и важностью экспериментального и теоретического изучения нелинейных хаотических динамических систем с целью обнаружения фрактальных структур и свойств и элементов динамического хаоса. На основе вейвлет-анализа и мультифракталь-

ного формализма осуществляется анализ фрактальных структур в хаотических процессах (временные ряды концентраций нитратов для водораздела Svidník-Ondrava Малых Карпат в Восточной Словакии) и вычислено соответствующий спектр фрактальных размерностей. Выполнено численное моделирование и проведено сравнение теоретических данных с ранее полученными оценками на основе других алгоритмов фрактального анализа.

**Ключевые слова:** гидрологические системы, фрактальные структуры, хаотические процессы, временные ряды концентраций нитратов

## ВЕЙВЛЕТ І МУЛЬТИФРАКТАЛЬНИЙ АНАЛІЗ НЕЛІНІЙНИХ СТРУКТУР У ХАОТИЧНИХ ПРОЦЕСАХ ДЛЯ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ

**М.Г. Сербов**, к.геогр.н.,  
**А.А.Свинаренко**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**О.Ю. Хецеліус**, д-р ф.-м. н., проф.,  
**О.М. Грушевський**, к.геогр.н.

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [svinarenkoa@gmail.com](mailto:svinarenkoa@gmail.com)*

Представлена робота продовжує наші дослідження фрактальних структур в хаотичних і турбулентних процесах і пов'язана з великою актуальністю і важливістю експериментального і теоретичного вивчення нелінійних хаотичних динамічних систем з метою виявлення фрактальних структур і властивостей та елементів динамічного хаосу. На основі вейвлет-аналізу та мультифрактального формалізму здійснюється аналіз фрактальних структур в хаотичних процесах (часові ряди концентрацій нітратів для вододілу Svidník-Ondrava Малих Карпат у Східній Словаччині) і обчислено відповідний спектр фрактальних розмірностей. Виконано чисельне моделювання та проведено порівняння теоретичних даних з раніше отриманими оцінками на основі інших алгоритмів фрактального аналізу.

**Ключові слова:** гідрологічні системи, фрактальні структури, хаотичні процеси часові ряди концентрацій нітратів

*Дата першого представлення: 03.09.2015  
Дата поступлення окончательной версии: 20.10.2015  
Дата опубликования статьи: 26.11.2015*

## ВОДНИЙ БАЛАНС СИСТЕМИ ОЗ.ЯЛПУГ-КУГУРЛУЙ (В ПЕРІОД 2006-2014 рр.)

Є.Д. Гопченко<sup>1</sup>, д.геогр.н., проф.,  
Ю.С. Медведєва<sup>2</sup>, к.геогр.н.доц.,  
Ю.А. Македонська<sup>1</sup>, магістр

<sup>1</sup> Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [julia\\_maked@mail.ru](mailto:julia_maked@mail.ru)

<sup>2</sup> Одеська національна морська академія,  
вул. Дідріхсона, 8, 65029 Одеса, Україна

У статті розглянуто систему оз. Ялпуг – Кугурлуй, водообмін системи озер з р. Дунай. Досліджено водний режим системи озер на основі рівняння водного балансу та детально розглянута кожна складова цього рівняння. Виявлено вплив кожної складової рівняння водного балансу на водний режим водойми.

Авторами встановлено, що найбільший вплив на водний режим озер має надходження води з р. Дунай та з атмосферними опадами у приходній частині, а у витратній – випаровування з водної поверхні та скиди води до р. Дунай.

**Ключові слова:** рівняння водного балансу, водообмін системи озер, покращення якості води.

### 1. ВСТУП

Система озер Ялпуг – Кугурлуй є найбільшою природною прісноводною водоймою України. Озера відносяться до групи річкових заплавлених озер, розташовані ліворуч від Кілійського рукава Дунаю на ділянці від гирла Прута до узбережжя Чорного моря. До середини 60-х років минулого століття природний водообмін між р. Дунай, головним джерелом водообміну, відбувався через природні протоки, які з'єднували озеро Кугурлуй з річкою, а при високих рівнях - шляхом вільного перетікання води через бровки русла. Динаміка рівнів води в водоймах відповідала їх динаміці в річці, що забезпечувало добрий водообмін і високу якість води. Низка водогосподарських заходів, вжитих наприкінці 60-х років минулого століття, спричинила суттєві зміни в гідрологічному режимі озер і негативно вплинула на їх гідрохімічний режим. Після будівництва на місці проток, що сполучали р. Дунай з озерами, штучних каналів зі шлюзами, рівневий режим озер став частково зарегульованим.

Водообмін між системою озер та р. Дунай відбувався по трьох каналах «Скунда», «Репіда» та «105 км».

На цей час режим водообміну полягає в тому, що навесні відкриваються шлюзи на з'єднуючих річку Дунай й озера каналів і відбувається наповнення водойми до відмітки нормального підпертого рівня (НПР). На період вегетації, тобто у меженний період на р. Дунай, шлюзи закриваються, а вода з озер витрачається на випаровування і різні види її використання у комунально-побутовій сфері та на зрошення [1].

Восени, у випадках коли рівні води в р. Дунай були нижчі за рівні води в озерах, за диспетчерським графіком відбуваються скиди мінералізованих вод у р. Дунай (як правило, до рівня мертвого об'єму (РМО)). Після цього шлюзи знову закриваються на зимовий період. Такий цикл функціонування озер відбувається щорічно.

В цей час якість води в системі озер в більшості випадків не відповідає вимогам, які ставляться до зрошувальних вод державними стандартами України. В зв'язку з цим, актуальним є вирішення проблем, пов'язаних з відновленням використання природних ресурсів системи озер Ялпуг – Кугурлуй.

В першу чергу це стосується гідрологічного і гідрохімічного режимів, спрямованих на підтримку оптимальних умов функціонування озер з урахуванням їх зарегульованості при різних управлінських заходах.

### 2. МЕТА І ЗАДАЧІ ДОСЛІДЖЕННЯ

Головною метою роботи є дослідження водного режиму системи озер Ялпуг - Кугурлуй шляхом визначення складових рівняння водного балансу. При цьому необхідно розробити пропозиції щодо оптимального функціонування оз. Ялпуг-Кугурлуй з точки зору його рівневого та гідрохімічного режимів.

### 3. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Метод водного балансу є одним з основних наукових підходів при дослідженнях гідрологічного режиму водосховищ, озер і ставків. На основі рівняння водного балансу є можливість докладно



вивчити та зіставити між собою складові приходної  $\sum(V_i)_{np}$  і витратної  $\sum(V_i)_{aum}$  частин рівняння [1,2]

$$\sum(V_i)_{np} - \sum(V_i)_{aum} = (V_{pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di}) - (V_{Ei} + V_{tri} + V_{fi} + V_{zi} + V_{Di}), \quad (1)$$

де  $V_{pi}$  – атмосферні опади;  $V_{ri}$  – річковий стік;  $V_{bi}$  – бічний приплив;  $V_{gi}$  – приплив ґрунтових вод;  $V_{dri}$  – надходження дренажних і комунально-побутових вод;  $V_{Di}$  – стік р. Дунай;  $V_{Ei}$  – об'єм випаровування;  $V_{tri}$  – об'єм транспірації водною рослинністю;  $V_{fi}$  – об'єм фільтрації;  $V_{zi}$  – сумарний забір води з озера;  $V_{Di}$  – скиди води у р. Дунай;  $i$  – розрахунковий місяць.

Усі складові водного балансу надаються у млн.м<sup>3</sup>, тобто мають розмірність (м<sup>3</sup>10<sup>6</sup>). Величини опадів  $P$  (мм) і випаровування з водної поверхні озера  $E$  (мм) при розрахунках водного балансу беруться по метеорологічній станції Болград.

Для розрахунку складових водного балансу були використані такі вихідні гідрометеорологічні дані:

- щоденні рівні води в озерах (одержані від Дунайського басейнового управління водних ресурсів);
- щоденні дані по опадах та випаровуванню, які вимірювались на м/ст Болград;
- об'єми та площі водойм (отримані з кривих залежностей об'ємів та площ водної поверхні від рівнів води за даними батиметричної зйомки 2001 р.);
- загальні площі водозборів річок, які впадають в озеро;
- надходження ґрунтових вод (визначалось за результатами вимірювань при виконанні інтегрованого моніторингу в рамках проекту Tacis - 2001 р.) [2];
- забори води з озер на комунально-побутове та інші види користування (одержані від Одеського Обласного управління водних ресурсів);
- величини, за якими спостереження не відбуваються чи не є регулярними, визначались за існуючими методиками.

### 3.1 Методичні підходи до визначення приходної частини водного балансу

До приходної частини водного балансу озер відносяться: атмосферні опади  $V_p$ , приплив до озера поверхневих вод –  $V_r$ , ґрунтових вод –  $V_g$  та комунально-побутових і дренажних стоків –  $V_{dr}$ , надходження води з р. Дунай при відкритті шлюзів для наповнення водосховища –  $V_D$  (за умови, що рівні води в р. Дунай вищі за рівні води в озерах).

Рівняння водного балансу для приходної частини має вигляд (для  $i$ -го місяця)

$$(\sum V_i)_{np} = V_{pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di}. \quad (2)$$

Об'єми надходження води з опадами  $V_p$  (м<sup>3</sup>).

Для розрахунку водних балансів у роботі використані дані по опадах, які вимірювались на м/ст Болград (центр водозбору). За матеріалами спостережень періоду з 1945 по 2014 рр. після ранжирування річних сум за убуванням, були розраховані забезпеченості опадів

$$P_p = m / (n + 1) * 100\% \quad (3)$$

та побудована крива забезпеченості опадів, де  $m$  – порядковий номер членів убуваючого ряду;  $n$  – загальна тривалість ряду ( для м/ст Болград  $n=69$ ).

Об'єми надходження атмосферних опадів розраховувались шляхом перемноження площі водного дзеркала на кількість опадів, які надходять на водну поверхність озера (для розрахункового місяця)

$$V_p = P \cdot F / 1000, \quad (4)$$

де  $P$  - кількість опадів по м/ст Болград, мм;  $F$  – площа водного дзеркала (км<sup>2</sup>), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері  $H_{сеп}$  (мБС).

*Визначення річного стоку.* Басейн системи оз. Ялпуг–Кугурлуй розташований у межах межиріччя Дунай - Дністер. Річкова мережа представлена невеликими річками, гідрологічний режим яких цілком визначається місцевими фізико-географічними умовами. В оз. Ялпуг – Кугурлуй впадають дві річки: Ялпуг та Карасулак. Річка Ялпуг бере початок в Кодрах Республіки Молдова на висоті 300 мБС і впадає в оз.Ялпуг на території Болградського району Одеської області (Україна). Відмітка гирла р.Ялпуг - 2,0 мБС. Річка Карасулак знаходиться на території Болградського району Одеської області і впадає з правого берега в водосховище Ялпуг. Довжина річки Карасулак – 52 км.

Через відсутність спостережень за стоком невеликих річок, що відносяться до басейну оз. Ялпуг–Кугурлуй, об'єм води  $V_r$  визначався з використанням непрямих методів. Зокрема, у нормативному документі СНІП 2.01.14-83 надається карта норми річного стоку (у модулях  $\bar{q}$ , дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>), побудована в масштабі 1:10 000 000.

Для водозборів річок Ялпуг та Карасулак модуль стоку  $\bar{q}$  становить 1,0 дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>), коефіцієнт варіації  $C_v=0,80$ , співвідношення  $C_q/C_v=2,0$ .

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою [3] розроблена методика визначення природного річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я. Вона заснована на визначенні кліматичного стоку річок, розрахованого за метеорологічними даними та з урахуванням антропогенної діяльності і впливу місцевих азональних факторів. Розраховані норми кліматичного стоку картовані [3].

За цією картою норма річного кліматичного стоку  $Y_k$  для річок Ялпуг та Карасулак становить 22 мм. При  $Y_k=22$  мм і встановленому перехідному коефіцієнті  $K_{Ялпуг}=0,54$  та  $K_{Карасулак} = 0,05$ , норма природного стоку  $\bar{Y}$  річок Ялпуг та Карасулак із загальною площею водозборів 3243,4 км<sup>2</sup> становить 11,9 та 0,11 мм, відповідно.

При відомій нормі шару стоку  $\bar{Y}=12,01$  мм модуль стоку  $\bar{q}$  (у дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>)) дорівнює

$$\bar{q} = \frac{\bar{Y}}{31,54} \quad (5)$$

Таким чином, за регіональною методикою [3] для річок Ялпуг та Карасулак норма стоку  $\bar{q}=0,38$  дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>), коефіцієнт варіації  $C_v = 0,94$ , співвідношення  $C_s/C_v = 1,7$ .

Об'єми річного стоку з площі водозбору озера, що дорівнює 3243,4 км<sup>2</sup> та при  $\bar{q}=0,38$  дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>), були розраховані для років різної забезпеченості (табл. 1). Об'єм річного стоку невеликих річок в басейнах озер (млн.м<sup>3</sup>) розраховувався за формулою

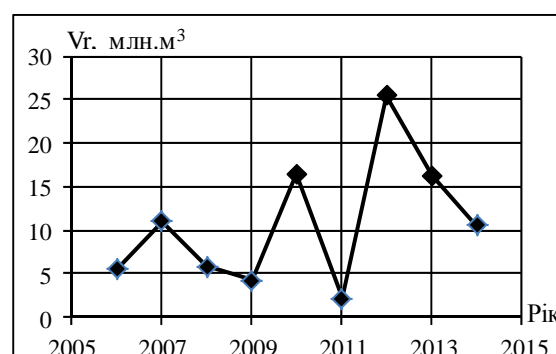
$$V_r = Q_r \cdot 86400 \cdot 365 / 10^6, \quad (6)$$

де  $Q_r$  - річний стік.

**Таблиця 1** – Об'єми річного річкового стоку в басейні оз. Ялпуг – Кугурлуй різної забезпеченості ( $C_v=1,0$ ;  $C_s/C_v=2,0$ ;  $\bar{q} = 0,38$  дм<sup>3</sup>/(с\*км<sup>2</sup>))

Роки	$P_p, \%$	$k_p$	$Q_r, \text{ м}^3/\text{с}$	$V_r, \text{ млн м}^3$
2006	68	0,453	0,172	5,43
2007	42	0,914	0,347	11,0
2008	66	0,482	0,183	5,78
2009	75	0,352	0,134	4,22
2010	25	1,380	0,520	16,4
2011	88	0,179	0,070	2,15
2012	11	2,130	0,810	25,5
2013	26	1,350	0,513	16,2
2014	44	0,872	0,330	10,5

Розраховані величини річного річкового стоку для системи оз.Ялпуг – Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр. представлені на рис. 1.



**Рис.1** – Часовий хід річного стоку річок Ялпуг та Карасулак (за період 2006 – 2014 рр.)

*Бічний приплив поверхневих вод до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй.* Бічний приплив поверхневих вод з прилеглої до озер території розраховувався за співвідношенням між  $V_r$  і  $V_b$ , яке було встановлено під час виконання проекту Tacis-2001 [2]

$$V_b = 0.23 \cdot V_r, \quad (7)$$

де  $V_b$  – бічний приплив;  $V_r$  – річковий стік.

*Приплив ґрунтових вод.* Надходження ґрунтових вод до системи оз.Ялпуг – Кугурлуй прийнято за розрахунками С.Д. Кузніченко [1], використовуючи внутрішньорічний розподіл і надходження ґрунтових вод системи оз.Ялпуг – Кугурлуй.

*Надходження дренажних і комунально-побутових вод до системи оз.Ялпуг – Кугурлуй.* Приплив дренажних вод (у тому числі й комунально-побутових зворотних вод) прийнятий за нормативом Одеського управління Облводресурсів

$$V_{dr} = 0.2 \cdot V_z, \quad (8)$$

де  $V_z$  – забір води на зрошення (разом з іншими видами водокористування).

### 3.2 Методичні підходи до визначення складових витратної частини водного балансу

Рівняння для витратної частини водного балансу має вигляд (млн.м<sup>3</sup>)

$$(V_i)_{\text{вит}} = V_{Ei} + V_{Iri} + V_{fi} + V_{zi} + V_{Di}, \quad (9)$$

де  $V_{Ei}$  – об'єм випаровування;  $V_{Iri}$  – об'єм

транспірації водною рослинністю;  $V_{fi}$  – об'єм фільтрації;  $V_{zi}$  – сумарний забір води з озера;  $V_{D'i}$  – скиди води у р. Дунай;  $i$  – розрахунковий місяць.

Визначення випаровування з водної поверхні системи оз.Ялпуг-Кугурлуй. Об'єми випаровування з водної поверхні розраховувались шляхом перемноження площі водного дзеркала на шар випаровування з поверхні озера (для розрахункового місяця)

$$V_E = E * F / 1000, \quad (10)$$

де  $E$  – величина випаровування по м/ст Болград, в мм;  $F$  – площа водного дзеркала (км<sup>2</sup>), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері Нсер (мБС).

У зв'язку з тим, що вимірювання випаровування на м/ст Болград припинилися у 2010 р., було виконано підбір та аналіз методів для визначення випаровування з водної поверхні системи оз. Ялпуг – Кугурлуй.

Для визначення середньомісячних та середньорічних втрат води на випаровування з водної поверхні було розглянуто такі методи:

- за картою середніх багаторічних величин випаровування з водної поверхні басейну [4];
- за методом ГПІ [5];
- з використанням зв'язків між випаровуванням з водної поверхні і температурою повітря [6,7,8], а також між випаровуванням з водної поверхні і температурою повітря та відносною вологістю повітря [9];
- за даними про дефіцит насичення повітря вологою (метод А.М. Бефані) (в [10]).

В роботі було зроблено висновок, що кращі результати розрахунку випаровування з водної поверхні одержані за методом А.М. Бефані при куті регресії 0,98 – 0,99 і коефіцієнт кореляції зв'язків 0,81 – 0,93 (за винятком квітня, коли  $r = 0,45$  та липня  $r=0,64$ ).

**Транспірація водною рослинністю.** Майже всі мілководдя оз. Ялпуг – Кугурлуй поросли рослинністю. Транспірацію водною рослинністю прийнято розраховувати за допомогою перехідних коефіцієнтів в залежності від заростання водойми. Поправковий коефіцієнт прийнято для площі заростей водною рослинністю 30% і дорівнює він 1,14 [1].

Втрати води на випаровування системи оз. Ялпуг – Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр. з урахуванням транспірації водною рослинністю наведені на рис.2.

**Фільтрація води в береги.** Протяжність берегової лінії озер Ялпуг і Кугурлуй більша за 100 км. Отже, в

літній період, коли рівень води в озері утримується на високих відмітках, має місце спрямований рух води в береги по периметру водойми.

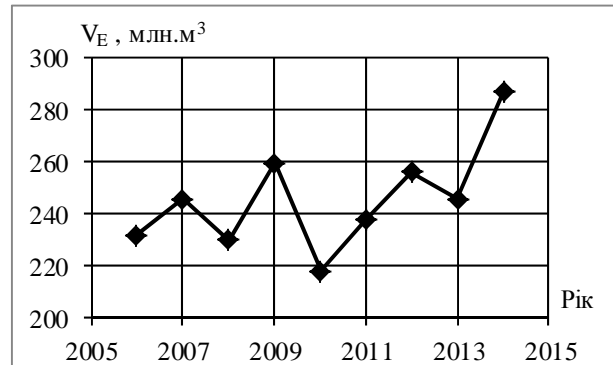


Рис.2 – Втрати води на випаровування та транспірацію водною рослинністю в системі оз.Ялпуг – Кугурлуй (за період 2006 – 2014 рр.)

За відомостями Укрпівденводгоспу втрати води в береги водойми за рік становлять приблизно 28,8 млн. м<sup>3</sup> (в середньому по 2,4 млн.м<sup>3</sup> за місяць). Оскільки рівні води в озерах мають значні коливання, то  $V_f = 28,8$  млн.м<sup>3</sup> доцільно розподілити пропорційно величинам середньомісячних рівнів води в озерах  $H_{сер}$  [1].

Тоді в  $i$ -му місяці

$$(V_f)_i = 2,4 \cdot (k_f)_i, \quad (11)$$

де  $(k_f)_i$  – перехідний коефіцієнт для розрахунку фільтрації, який дорівнює

$$(k_f)_i = H_{сер} / H^*, \quad (12)$$

де  $H^*$  – середній річний рівень води в озері.

**Забір води на комунально-побутове використання і зрошування.** Зрошування – найбільш водосмний споживач, особливо в умовах півдня України. Зрошувальні норми диференційовані за кліматичними умовами території України і становлять в середньому для Одеської області 4000 м<sup>3</sup>/га. Експлуатаційний режим зрошування визначається потребою рослин у воді в кожен конкретний рік або в період з урахуванням господарських і природних умов цього року.

Дані заборів води з озер на комунально-побутове та інші види користування, які приймалися при розрахунках витратної частини водних балансів, одержані від Одеського Обласного управління водних ресурсів.

Об'єми води, що витрачаються на зрошення та комунально-побутові потреби, залежать від кліматичних умов та водності року. Об'єми заборів представлені на рис.3.

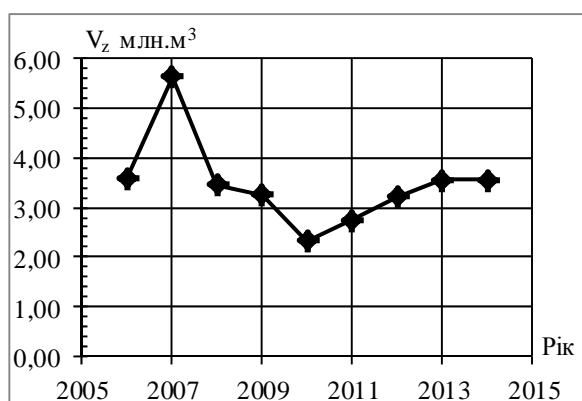


Рис.3 – Об'єми витрат води на забори з системи оз. Ялпуг – Кугурлуй (за період 2006 – 2014 рр.)

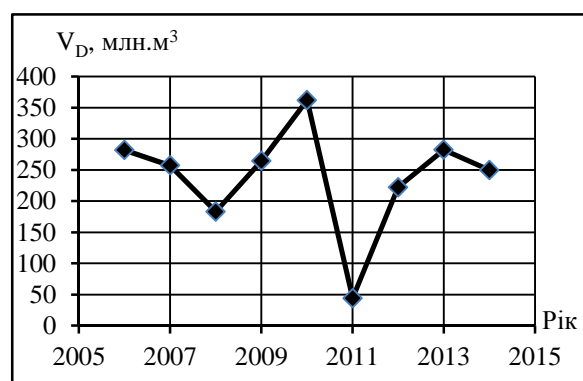


Рис.4 – Об'єми надходження води з р. Дунай до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй (за період 2006 – 2014 рр.)

Надходження води до системи оз. Ялпуг - Кугурлуй зі стоком р. Дунай та скиди води з озер до р. Дунай. Дунай є основним джерелом водообміну та водооновлення Придунайських озер, зокрема, й у системі оз. Ялпуг - Кугурлуй. Безпосередніх даних про об'єми води, що надходять з р. Дунай, немає, а тому надходження дунайської води обчислювались зворотним шляхом з рівняння водного балансу. В цьому випадку розрахунки включатимуть і нев'язку

$$V_{D\Pi\Pi} = \sum_B V_i - \sum_{\Pi} V_i \pm \Delta W_i, \quad (13)$$

де  $V_{D\Pi\Pi}$  — надходження води з р. Дунай до системи оз. Ялпуг - Кугурлуй,

$\sum_B V_i$  — витратна частина водного балансу;

$\sum_{\Pi} V_i$  — приходна частина водного балансу (без

урахування надходження води з р. Дунай);

$\Delta W$  — зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди.

Розраховані об'єми води, що надійшли з р. Дунай до оз. Ялпуг - Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр., наведені на рис.4.

Як видно з рисунка, у 2011 році різко зменшились об'єми надходження води з р. Дунай, що пов'язано з умовами маловодного періоду і з дуже малою кількістю опадів ( $V_p = 351.8$  млн.м<sup>3</sup>).

Найбільші значення спостерігались в 2010 році  $V_D = 362$  млн.м<sup>3</sup>.

Скиди води з оз. Ялпуг – Кугурлуй до р. Дунай відбуваються наприкінці літа та в осінні місяці, коли рівень води в озерах вищий за рівні в р. Дунай. Скиди виконуються до рівня РМО.

#### 4. НЕВ'ЯЗКИ ВОДНИХ БАЛАНСІВ

При розрахунках водних балансів на величину кожної складової буде накладатися деяка похибка. Накопичені похибки у сукупності зумовлюють нев'язку водного балансу.

Нев'язки водних балансів можливо оцінити лише для місяців, коли закриті шлюзи, тобто відсутній водообмін з р. Дунай. При розрахунках використовувались як дані безпосередніх вимірів їх складових (атмосферні опади, випаровування з водної поверхні і рівні води в озері), так і обчислені (приплив поверхневого стоку, ґрунтовий стік, фільтрація, транспірація) за тими чи іншими методиками. Накопичені похибки, таким чином визначались наступним чином

$$\Delta V_{Hi} = \sum_{\Pi} V_i - \sum_P V_i + \Delta W_i, \quad (14)$$

де  $\Delta V_{Hi}$  – нев'язка водного балансу;

$\sum_{\Pi} V_i$  – приходна частина водного балансу;

$\sum_P V_i$  – витратна частина водного балансу;

$\Delta W_i$  – зміна об'єму води в озері за розрахунковий період.

Нев'язки для системи оз. Ялпуг - Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр. наведені в табл.2.

Отримані нев'язки водного балансу знаходяться в межах точності вихідної інформації та не перевищують 17,4 %.

**Таблиця 2** – Нев'язки водного балансу в системі оз. Ялпуг – Кугурлуй за період 2006 – 2014 рр.

Рік	$\sum_P V_i$ , млн.м <sup>3</sup>	%	$\sum_P V_i$ , млн.м <sup>3</sup>	%	$\Sigma$ ,%
2006	3,05	0,74	2,84	0,66	1,4
2007	7,87	1,96	19,3	6,88	8,84
2008	11,3	3,58	1,52	0,41	3,99
2009	1,66	0,43	19	4,49	4,92
2010	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2011	14,5	10,9	17,4	6,48	17,4
2012	18,4	4,7	25,9	9,0	13,7
2013	3,0	0,65	8,98	2,22	2,87
2014	7,2	1,89	5,06	1,59	3,48

### 5. ЗАГАЛЬНА ОЦІНКА СКЛАДОВИХ ПРИХОДНОЇ ТА ВИТРАТНОЇ ЧАСТИН ВОДНИХ БАЛАНСІВ СИСТЕМИ ОЗ. ЯЛПУГ – КУГУРЛУЙ

Розрахунок складових водного балансу було проведено з 2006 по 2014 рр. Отримані результати розрахунку водного балансу наведені в табл.3.

Найбільші відсотки у приходній частині пов'язані з надходженням води з р. Дунай (від 35% до 68%) та з атмосферними опадами (від 30% до 60%), надходження води з поверхневим стоком становить в

середньому до 7%, з дренажними та ґрунтовими водами - близько 1%. У витратній частині водних балансів найбільший відсоток припадає на випаровування з водної поверхні (від 35 до 60 %) та скиди до р. Дунай - до 52 %; менша частка припадає на об'єм фільтрації (8,7%); інші складові не перевищують 5%.

Результати розрахунків представлені на рис.5.

### 6. ВИСНОВКИ І РЕКОМЕНДАЦІЇ

Аналіз складових водних балансів системи оз. Ялпуг – Кугурлуй свідчить, що у приходній частині найбільший внесок припадає на опади (від 25 % - у 2006 р. до 60,2 % - у 2011 р.) та надходження води з р. Дунай у весняний період (від 35,1 % - у 2011 р. до 68,5 % - у 2009 р.), а у витратній частині найбільший внесок має випаровування з водної поверхні озерної системи (від 39,2 % - у 2010 р. до 86,2 % - у 2014 р.) і транспірація водної рослинності (від 5,41 % - у 2010 р. до 10 % - у 2011 р.).

Метою подальших досліджень є визначення, спираючись на водні баланси в системі оз. Ялпуг – Кугурлуй, складових сольового балансу. На основі цього аналізу можливо обґрунтувати пропозиції щодо оптимального функціонування оз. Ялпуг – Кугурлуй, з точки зору його рівневого та гідрохімічного режимів, а також здійснити математичне моделювання функціонування водойми за різних управлінських дій.

**Таблиця 3** – Складові приходної і витратної частин водного балансу оз. Ялпуг – Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр.(%)

Рік	$V_P$	$V_r$	$V_b$	$V_g$	$V_{dr}$	$V_D$	$V_E$	$V_{tr}$	$V_f$	$V_z$	$V_D$
2006	29,0	1,32	0,303	0,752	0,173	68,4	51,7	2,19	6,70	0,83	38,6
2007	31,3	2,73	0,627	0,773	0,281	64,1	84,1	3,50	10,3	2,01	0,00
2008	38,6	1,83	0,421	0,981	0,218	57,9	59,9	2,54	7,83	0,94	28,8
2009	29,1	1,09	0,251	0,803	0,169	68,5	58,7	2,47	6,79	0,77	31,2
2010	34,5	2,78	0,640	0,526	0,079	61,5	39,2	1,66	5,41	0,44	53,2
2011	60,2	1,61	0,369	2,33	0,413	35,1	84,6	3,66	10,7	1,03	0,00
2012	34,5	6,51	1,49	0,791	0,164	56,7	85,2	3,61	10,0	1,12	0,00
2013	33,5	3,52	0,809	0,674	0,154	61,4	58,3	2,34	7,11	0,88	31,4
2014	30,2	2,76	0,634	0,814	0,186	65,5	86,2	3,65	9,03	1,11	0,00
Сер.	35,7	2,68	0,617	0,938	0,204	59,9	67,6	2,85	8,21	1,01	20,4

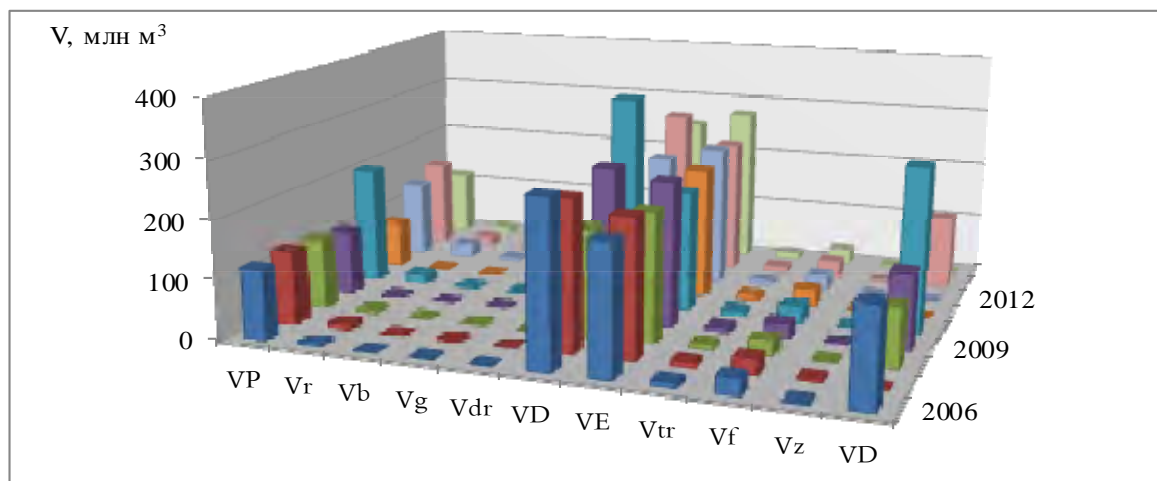


Рис.5 - Складові рівняння водного балансу (в млн.м<sup>3</sup>) в системі оз. Ялпуг – Кугурлуй (за період з 2006 по 2014 рр.)

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй – Ялпуг в условиях их зарегулирования : дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.07 / С.Д. Кузниченко. – Одесса, 2005 – 294 с.
- Медведєва Ю.С. Водний та сольовий режими озера Китай : дис. канд. геогр. наук: 11.00.07/ Ю.С. Медведєва. – Одеса, 2010 – 223 с.
- Гопченко Е.Д. Применение методов статистического моделирования при оценке изменений годового стока рек под влиянием орошения / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода // Метеорология и гидрология.- 1986.- № 9.- С. 79-84.
- Материалы Межведомственного совещания по проблемам изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши (3 - 7 августа 1965 г.). - Валдай, 1966. – 376 с.
- Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.
- Гопченко Е.Д. Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): [моногр.] / Е.Д. Гопченко, Н. С. Лобода. – К.: КНТ, 2005. – 192 с.
- Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. – Л.: Гидрометиздат, 1969. – 83 с.
- Методические указания («Расчет суммарного испарения с речного водосбора»). – Одесса ОГМИ, 1990. – 35 с.
- Гриб О.М. Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману / О.М. Гриб // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – Вип.13 – 12 с.
- Обухов Є.В. Узагальнена оцінка випаровування з Каховського водосховища / Є.В. Обухов., О.С. Корягіна, Є.П. Корецький – Одеса, 2012. – 130 с.
- regulation.: Dis. Cand. Geogr. Sciences: 11.00.07, OSENU]. Odessa, 2005. 294 p.
- Medvedeva J.S. *Vodnyy ta sol'ovyy rezhymy ozera Kytay dis. kand. geogr. nauk: 11.00.07, ODEKU* [Water and salt regimes of Kitay Lake: Dis. Cand. Geogr. Sciences: 11.00.07, OSENU] . Odessa, 2010. 223 p.
- Gopchenko E.D., Loboda N.S. *Primenenie metodov statisticheskogo modelirovaniya pri ocenke izmenenij godovogo stoka rek pod vlijaniem oroshenija* [Application of statistical modeling in the evaluation of changes in annual river flow under the influence of irrigation]. *Meteorologiya i gidrologiya - Meteorology and hydrology*, 1986, no.9, pp.79-84.
- Materials of the Interdepartmental meeting on the study and validation of methods for calculating evaporation from water surface and land (3 - 7 August 1965). Valdai, 1966. 376 p. (In Russian)
- Manual for the definition of estimated hydrological characteristics. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984. 448 p. (In Russian).
- Gopchenko E.D., Loboda N.S. *Vodnye resursy Severo-Zapadnogo Prichernomor'ja (v estestvennyh i narushennyh antropogennoj dejatel'nost'ju uslovijah)*: [Water resources of the north-western Black Sea (in natural and broken by anthropogenic activity terms)]. Kyiv: KNT, 2005. 192 p.
- Guidelines for the calculation of evaporation from the surface of reservoirs. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969. 83 p. (In Russian).
- Methodical instructions ("Calculation of total evaporation from the river catchment area"). Odessa: OHMI, 1990. 35 p. (In Russian).
- Grib O.M. *Otsinka viparovuvannya s vodnoї poverhni v rayoni Tiligul'skogo limany* [Estimation of evaporation from the water surface near the Tiligul estuary]. *Visn. Odes. derž. ekol. univ. - Bulletin of the Odessa State Environmental University*. 2014, vol. 13 – 12 p.
- Obukhov E.V., Koryahina O.S., Koretsky E.P. *Uzahal'na otsinka viparovuvannya z Kakhovs'koho vodoshovyshcha* [Summarized evaluation of evaporation from Kakhovka reservoir]. Odessa, 2012. 130 p.

## REFERENCES

- Kuznychenko S.D. *Vodnyy i solevoy rezhyim sistemy ozer Kugurluy – Yalpug v usloviyah ih zaregulirovaniya* dis. kand. geogr. nauk: 11.00.07, ODEKU [Water and salt mode of the system of lakes of Yalpuh – Kugurluy in the conditions of their

**WATER BALANCE SYSTEMS OF LAKES YALPUH – KUGURLUY  
(IN THE PERIOD 2006-2014 YY.)**

**Gopchenko E.D.**<sup>1</sup>, d.geogr.sciences,  
**Medvedeva J.S.**<sup>2</sup>, k.geogr.n.docent  
**Makedonskay J.A.**<sup>1</sup>, master

<sup>1</sup> *Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [julia\\_maked@mail.ru](mailto:julia_maked@mail.ru)*

<sup>2</sup> *Odessa National Maritime Academy, 8 Didrihsona, St, 65029 Odessa, Ukraine*

*Introduction.* Violation of natural water exchange in the lake Yalpug - Kugurluy led to the deterioration of water quality in lakes and their shoaling and silting of lakes and overgrown with reeds.

*Purpose.* Water system study mode lakes Yalpug - Kugurluy based on water balance equation and the definition and analysis components of the water balance equation system oz.Yalpuh - Kugurluy. Based on this analysis needs to develop to offer optimal functioning oz.Yalpuh - Kugurluy, in terms of its tiered and hydrochemical regimes as well as perform mathematical modeling of reservoir operation in different administrative actions.

*Methods.* The article used the methods of analysis in theory, the method of water balance.

*Results.* Established that the greatest impact on the water regime of lakes in incoming parts are precipitation, the expenditure - the evaporation from the water surface of lakes and water exchange magee system of lakes Yalpug - Kugurluy and Danube river.

*Conclusion.* It should be a more detailed investigation of the water regime of lakes, the adoption of recommendations for the improvement of water exchange in lakes as well as improve the quality of water for agricultural purposes.

**Keywords:** water balance equation, water exchange system of lakes, water quality improvement..

**ВОДНЫЙ БАЛАНС СИСТЕМЫ  
ОЗ.ЯЛПУГ-КУГУРЛУЙ (В ПЕРИОД 2006 – 2014 ГГ.)**

**Е.Д. Гопченко**<sup>1</sup>, д.геогр.н., проф.,  
**Ю.С. Медведева**, к.геогр.н., доц.  
**Ю.А. Македонская**<sup>1</sup>, магистр

<sup>1</sup> *Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016 Одеса, Украина, [julia\\_maked@mail.ru](mailto:julia_maked@mail.ru)*

<sup>2</sup> *Одесская национальная морская академия, ул. Дидрихсона, 8, 65029 Одесса, Украина*

В статье рассмотрена система оз.Ялпуг – Кугурлуй, водообмен системы озер с р.Дунай. Исследован водный режим озер на основе уравнения водного баланса и детально рассмотрены отдельные составляющие этого уравнения. Выявлено влияние каждой составляющей уравнения водного баланса на водный режим водоема.

Авторами установлено, что наибольшее влияние на водный режим озер в приходной части имеет поступление воды из р.Дунай и с атмосферными осадками, а в расходной – испарение с водной поверхности и сбросы воды в р.Дунай.

**Ключевые слова:** уравнение водного баланса, водообмен в системе озер, улучшение качества воды.

Дата першого подання: 07.09.2015

Дата надходження остаточної версії: 01.11.2015

Дата опублікування статті: 26.11.2015

**MODELLING AND FORECASTING THE HYDROECOLOGICAL SYSTEMS POLLUTION DYNAMICS BY USING A CHAOS THEORY METHODS: II. ADVANCED CHAOS DATA ON POLLUTION OF THE SMALL CARPATHIANS RIVER'S WATERSHEDS**

**A.V. Glushkov**, Dr Sci. (Phis-Math.),  
**O.Yu. Khetselius**, Dr Sci. (Phis-Math.),  
**N.G. Serbov**, Cand. Sci. (Geogr.),  
**Yu.Ya. Bunyakova**, Cand. Sci. (Geogr.),  
**V.V. Buyadzhi, E.P. Solyanikova**

*Odessa State Environmental University, 15,  
 Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, glushkovav@gmail.com*

This paper goes on our advanced quantitative studying results of a pollution dynamics for variations hydroecological systems, namely, the nitrates etc concentrations dynamics for a number of the Small Carpathians river's watersheds in the Eastern Slovakia. The different methods and algorithms of the chaos theory (chaos-geometric approach) and dynamical systems theory have been used in the advanced versions. New more exact data on chaotic behaviour of the nitrates concentration time series in the watersheds of the Small Carpathians are presented. In previous paper [1] to reconstruct the corresponding attractor, the time delay and embedding dimension have been needed and computed. The parameters are determined by the methods of autocorrelation function and average mutual information. Besides, there are used the advanced versions of the correlation dimension method and algorithm of false nearest neighbours. The Fourier spectrum of the concentration of nitrates in the water catchment area Ondava: Stropkov for the period 1969 – 1996 is listed. Here we present new advanced data on the correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and parameter  $K$  for the nitrates concentrations in the watersheds of the Small Carpathians.

**Key words:** hydroecological systems dynamics, studying and forecasting, nitrates and sulphates concentrations, the Small Carpathians river's watersheds, chaos theory methods

**1. INTRODUCTION**

This paper goes on our advanced quantitative studying results of a pollution dynamics for variations hydroecological systems, namely, the nitrates etc concentrations dynamics for a number of the Small Carpathians river's watersheds in the Eastern Slovakia. The different methods and algorithms of the chaos theory (chaos-geometric approach) and dynamical systems theory have been used in the advanced versions. New more exact data on chaotic behaviour of the nitrates concentration time series in the watersheds of the Small Carpathians are presented. In previous paper [1] to reconstruct the corresponding attractor, the time delay and embedding dimension have been needed and computed. The parameters are determined by the methods of autocorrelation function and average mutual information. Besides, there are used the advanced versions of the correlation dimension method and algorithm of false nearest neighbours. The Fourier spectrum of the concentration of nitrates in the water catchment area Ondava: Stropkov for the period 1969 – 1996 is listed.

As usually let us remind that many studies in various fields of science have appeared, where chaos theory was applied to a great number of systems [1-14]. The studies concerning non-linear behaviour in the time series of atmospheric constituent concentrations are sparse, and their outcomes are ambiguous. In refs. [5,6] there is an analysis of the  $NO_2$ ,  $CO$ ,  $O_3$  concentrations time series and is not received an evidence of chaos. In refs. [2, 10,12] there is an analysis of the  $NO_2$ ,  $CO$ ,  $O_3$  concentra-

tions time series in the Gdansk and Trieste region and it has been definitely received the same. These studies show that chaos theory methodology can be applied and the short-range forecast by the non-linear prediction method can be satisfactory. It opens very attractive perspectives using the same methods in studying dynamics of pollution of other ecological and hydrological systems.

In this work we go on studying the pollutions dynamics of the hydrological systems, in particular, variations of the nitrates concentrations in the river's water reservoirs in the Earthen Slovakia [11,12] by using the non-linear prediction approaches and chaos theory method (in versions) [1-5,13-20]. Here we present new advanced data on the correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and parameter  $K$  for the nitrates concentrations in the watersheds of the Small Carpathians.

**2. CHAOS IN TIME SERIES OF CONCENTRATIONS**

**2.1. The input data**

As the initial data we use the results of empirical observations made on six watersheds (fig.1) in the region of the Small Carpathians, carried out by co-workers of the Institute of Hydrology of the Slovak Academy of Sciences [21,22]. Fig.2 shows the temporal changes in the concentrations of nitrates in the catchment areas. Table 1 presents some of the important statistics (coordinates of



sites 6 and 9 are 54°24'54"N, 18°34'47"E and 54°29'40"N, 18°33'15"E) [2]. In fig. 3 we list the Fourier spectrum of the concentration of nitrates in the water catchment area Ondava: Stropkov for the period 1969 - 1996. The X-axis - frequency, the axis Y – energy. The

As usually, we consider scalar measurements  $s(n)=s(t_0+ n\Delta t) = s(n)$ , where  $t_0$  is a start time,  $\Delta t$  is time step, and  $n$  is number of the measurements. In a general case,  $s(n)$  is any time series (f.e. pollutants concentra-

tion). As processes resulting in a chaotic behaviour are fundamentally multivariate, one needs to reconstruct phase space using as well as possible information contained in  $s(n)$ . Such reconstruction results in set of  $d$ -dimensional vectors  $\mathbf{y}(n)$  replacing scalar measurements. The main idea is that direct use of lagged variables  $s(n+\tau)$ , where  $\tau$  is some integer to be defined, results in a coordinate system where a structure of orbits in phase.

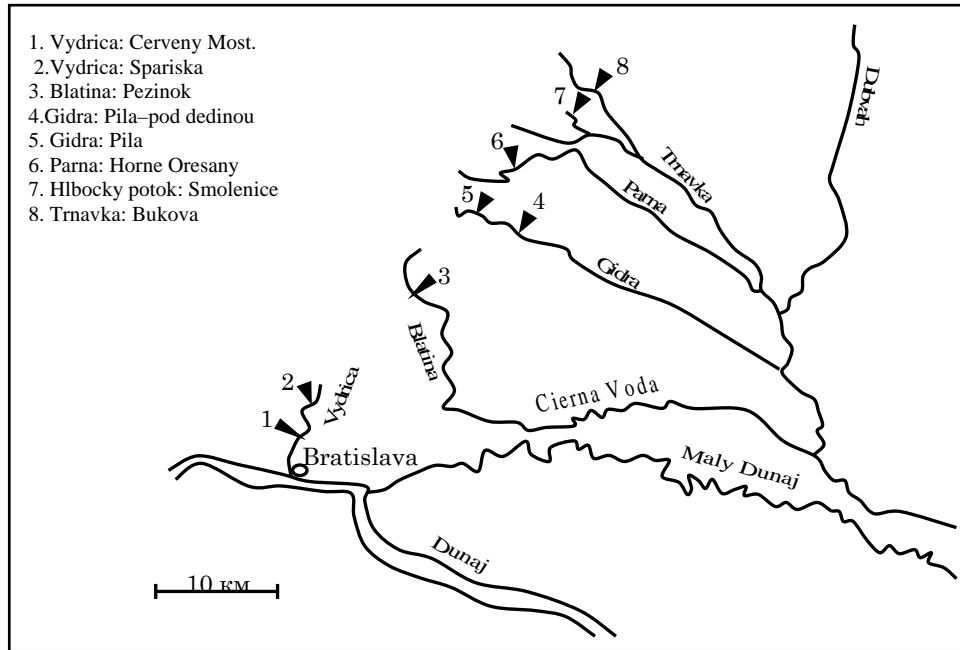


Fig. 1 - Scheme of the observation points in the Small Carpathians (Slovakia) (see text).

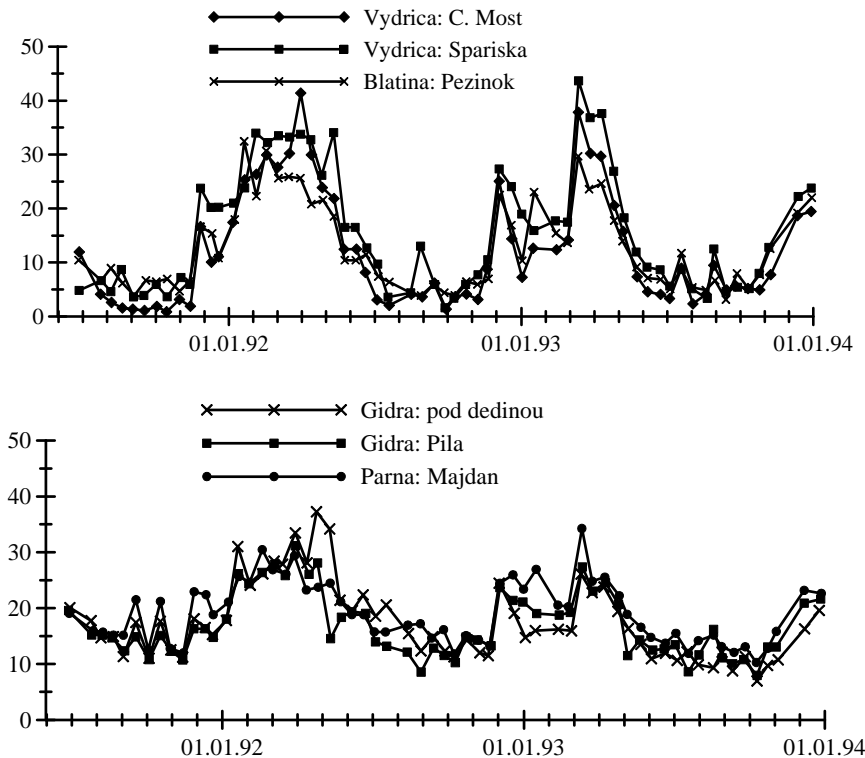


Fig. 2 - The temporal changes in the concentrations of nitrates in some catchment of the Small Carpathians (Slovakia) [2].

**2.2. Advanced computing results**

In Ref. [1] we have the time delay, embedding dimension and other parameters by the methods of autocorrelation function and average mutual information as well as the advanced versions of the correlation dimension method and algorithm of false nearest neighbours. We have listed the Fourier spectrum of the concentration of nitrates in the water catchment area Ondava: Stropkov for the period 1969 – 1996. Using these results, further we have computed the correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and parameter  $K$  for the nitrates concentrations in the watersheds of the Small Carpathians. The corresponding data are listed in the

Table 1. We also note that the length and discrete time series in Table 1 are different, namely, for the first time series time step of 1 month to the next five - half a month, and for the last four - one night;  $\tau$  and  $Pr_{max}$  have the corresponding dimensions. As it is indicated, the sum of the positive Lyapunov's exponents  $\lambda_i$  determines the Kolmogorov entropy, which is inversely proportional to the limit of predictability ( $Pr_{max}$ ). Let us remind since the conversion rate of the sphere into an ellipsoid along different axes is determined by the  $\lambda_i$ , it is clear that the smaller the amount of positive dimensions, the more stable is a dynamic system.

**Table 1** - Time lag ( $\tau$ ), correlation dimension ( $d_2$ ), embedding dimension ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimension ( $d_L$ ), average limit of predictability ( $Pr_{max}$ ) and parameter  $K$  for the nitrates concentrations in the watersheds of the Small Carpathians (see text)

River (Site)	$\tau$	$d_2$	$d_E$	$d_L$	$Pr_{max}$	$K$
Vydrica (C.Most)	19	5,22	6	5,03	12	0,71
Vydrica (Spariska)	18	5,67	6	5,86	13	0,66
Blatina (Pezinok)	18	4,93	5	5,03	13	0,69
Gidra (Main)	16	5,14	6	5,88	14	0,82
Gidra (Pila)	20	5,81	6	5,18	12	0,75
Pama (Majdan)	18	4,18	5	4,82	12	0,66

The presence of the two (from six) positive  $\lambda_i$  suggests the system broadens in the line of two axes and converges along four axes that in the six-dimensional space. Our data show that the greatest degree of predictability is observed for the time series of nitrates in the watershed Gidra (Main) (fourteen slots, i.e. seven months), and in other cases the limit of predictability is slightly less. Such predictability is quite sufficient for the prediction of pollution.

**3. NONLINEAR PREDICTION MODEL**

First of all, it's important to define how predictable is a chaotic system? The predictability can be estimated by the Kolmogorov entropy, which is proportional to a sum of the positive Lyapunov's exponents. The spectrum of Lyapunov's exponents is one of dynamical invariants for non-linear system with chaotic behaviour. The limited predictability of the chaos is quantified by the local and global Lyapunov's exponents, which can be determined from measurements. The Lyapunov's exponents are related to the eigen values of the linearized dynamics across the attractor. Negative values show stable behaviour while positive values show local unstable behaviour. For chaotic systems, being both stable and unstable, Lyapunov's exponents indicate the complexity of the dynamics. The largest positive value determines some average prediction limit. Since the Lyapunov's exponents are defined as asymptotic average rates, they are independent of the initial conditions, and hence the choice of trajectory, and they do comprise an invariant measure of

the attractor. An estimate of this measure is a sum of the positive Lyapunov's exponents. The estimate of the attractor dimension is provided by the conjecture  $d_L$  and the Lyapunov's exponents are taken in descending order. The dimension  $d_L$  gives values close to the dimension estimates discussed earlier and is preferable when estimating high dimensions. To compute Lyapunov's exponents, we use a method with linear fitted map [1,2], although the maps with higher order polynomials can be used too. The sum of positive Lyapunov's exponents determines the Kolmogorov entropy, which is inversely proportional to the limit of predictability ( $Pr_{max}$ ).

**4. CONCLUSIONS**

In first part of the paper we present renewed quantitative studying results for the nitrates concentrations dynamics for a number of the Small Carpathians river's watersheds in the Earthen Slovakia. The different methods and algorithms of the chaos theory (chaos-geometric approach) and dynamical systems theory have been used in the advanced versions. New more exact data on chaotic behaviour of the nitrates concentration time series in the watersheds of the Small Carpathians are presented. To reconstruct the corresponding attractor, the time delay and embedding dimension are needed. We have presented present the combined and final data on the time lags ( $\tau$ ), correlation dimensions ( $d_2$ ), embedding dimensions ( $d_E$ ), Kaplan-Yorke dimensions ( $d_L$ ), average limits of predictability ( $Pr_{max}$ ) and the known chaos parameter  $K$  for the

nitrites and sulphates concentrations time series in the watersheds of the Small Carpathians. On the basis of the advanced data we have definitely demonstrated the low-dimensional chaos in investigated time series, consider the advanced prediction model.

## REFERENCES

1. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P., Solyanikova E.P., Serga E.N. Non-linear prediction method in short-range forecast of atmospheric pollutants: low-dimensional chaos. *Dynamical Systems - Theory and Applications*. Łódź, Poland, 2011, no. LIF111, pp. 1-6.
2. Glushkov A.V., Kuzakon' V.M., Khetselius O.Yu., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Zaichko P.A. Geometry of Chaos: Theoretical basis's of a consistent combined approach to treating chaotic dynamical systems and their parameters determination. *Proceedings of International Geometry Center*, 2013, no. 6 (1), pp. 43-48.
3. Glushkov A.V., Kuzakon' V.M., Khetselius O.Yu., Bunyakova Yu.Ya., Zaichko P.A., Geometry of Chaos: Consistent combined approach to treating chaotic dynamics atmospheric pollutants and its forecasting. *Proceedings of International Geometry Center*, 2013, no. 6 (3), pp. 6-13.
4. Glushkov A.V., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Buyadzi V.V. Chaos-geometric analysis of time series of concentrations of sulphur dioxide in the atmosphere of the industrial city (on example of the Gdansk region). *Ukr. gidrometeorol. ž.– Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no.15, pp.238-241.
5. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns: wavelet analysis. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, no. 11(3), pp. 285-293.
6. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method. *Atmospheric Environment (Elsevier)*, 2008, no. 42, pp. 1213-1220.
7. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K. Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine. *Stoch Environ Res Risk Assess (Springer)*, 2008, no. 22 (6), pp. 777-788.
8. Bunyakova Yu.Ya., Glushkov A.V. *Analysis and forecast of the impact of anthropogenic factors on air basin of an industrial city*. Odessa: Ecology, 2010. 256 p.
9. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G., Bunyakova Yu.Ya., Balan A.K., Balanyuk E.P. Low-dimensional chaos in the time series of concentrations of pollutants in an atmosphere and hydro-sphere. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.– Bulletin of Odessa state environmental university*, 2007, no.4, pp.337-348.
10. Glushkov A.V. Analysis and forecast of the anthropogenic impact on industrial city's atmosphere based on methods of chaos theory: new general scheme. *Ukr. gidrometeorol. ž.– Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, no.15, pp.32-36.
11. Serbov N.G., Khetselius O.Yu., Balan A.K., Dudinov A.A. Prediction of chaotic processes in hydro systems based on the concept of attractor neural network and campaign. *Ukr. gidrometeorol. ž.– Ukrainian hydrometeorological journal*, 2013, no.13, pp.86-91.
12. Serbov N.G., Balan A.K., Solyanikova E.P. Multivariate system and multifractal approaches in modeling extreme high floods (for example, Danube river) and temporal fluctuations in the concentrations of pollutants in the river water. *Visn. Odes. derž. ekol. univ.– Bulletin of Odessa state environmental university*, 2008, no.6, pp.7-13.
13. Kennel M.B., Brown R., Abarbanel H. Determining embedding dimension for phase-space reconstruction using a geometrical construction. *Physical Review A*, 1992, no. 45, pp. 3403-3411.
14. Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J. Water quality in experimental basins. *National Report 1999 of the UNESCO.-Project I.1.-Intern.Water Systems*, 1999, pp. 1-98.
15. Glushkov A.V. *Methods of a chaos theory*. Odessa: Astroprint, 2012.
16. Gallager R.G. *Information theory and reliable communication*. New-York, Wiley, 1986.
17. Lanfredi M., Macchiato M. Searching for low dimensionality in air pollution time series. *Europhysics Letters* 1997, 1997, pp. 589-594.
18. Koçak K., Şaylan L., Şen O. Nonlinear time series prediction of O3 concentration in Istanbul. *Atmospheric Environment (Elsevier)*, 2000, no. 34, pp. 1267-1271.
19. Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D*, 1983, no. 9, pp. 189-208.
20. Gottwald G.A., Melbourne I. A new test for chaos in deterministic systems. *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A, Mathemat. Phys. Sci.*, 2004, no. 460, pp. 603-611.
21. Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia. *Nat. Rep.2000, UNESCO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems*. 2000. 96 p.
22. Pekarova P., Miklanek P., Konicek A., Pekar J. Water quality in experimental basins. *Nat. Rep.1999 of the UNESCO.-Project I.1.-Intern.Water Systems*. 1999. 98 p.

## МОДЕЛЮВАННЯ ТА ПРОГНОЗУВАННЯ ДИНАМІКИ ЗАБРУДНЕННЯ ГІДРОЕКОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ ЗА ДОПОМОГОЮ МЕТОДІВ ТЕОРІЇ ХАОСУ: І. УТОЧНЕНІ ДАНІ ЩОДО ЗАБРУДНЕННЯ ВОДОДІЛІВ РІЧОК МАЛИХ КАРПАТ

**О.В. Глушков**, д.ф.-м.н.,  
**О.Ю. Хецеліус**, д.ф.-м.н.,  
**М.Г. Сербов**, к.геогр.н.,  
**Ю.Я. Буякова**, к. геогр.н., ст.викл.,  
**Б.Б. Буяджи**, викл. **О.П.Соляникова**

Одеський державний екологічний університет,  
 вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)

Ця робота продовжує наші уточнені кількісні дослідження динаміки забруднення різних гідро-екологічних систем, зокрема, часової динаміки зміни концентрацій нітратів у ряді вододілів річок

Малих Карпат у Східній Словаччині. Різні методи і алгоритми теорії хаосу (хаос-геометричного підходу) і теорії динамічних систем використані у найбільш досконалих версіях. Представлено нові більш точні дані, що характеризують хаотичну поведінку часових рядів концентрацій нітратів і сульфатів для ряду вододілів річок Малих Карпат. У попередніх роботах (див. [1]) для відновлення відповідного аттрактора, попередньо обчислювалися час затримки (часовий лаг) і розмірності вкладення. Параметри були визначені з використанням методів автокореляційної функції та середньої взаємної інформації. Крім того, були застосовані більш досконалі версії методу кореляційної розмірності і алгоритму помилкових найближчих сусідів. Представлено також розрахований спектр Фур'є концентрації нітратів для водозбору Ондава-Стропков за період 1969-1996рр. Також наведені нові більш точні результати по кореляційній розмірності ( $d_2$ ), розмірності вкладення ( $d_E$ ), розмірності Каплан-Йорка ( $d_L$ ), середній межі передбачуваності ( $P_{r_{max}}$ ) і параметру хаосу  $K$  для концентрацій нітратів для ряду вододілів.

**Ключові слова:** гідроекологічні динамічні системи, вивчення та прогнозування, нітрати і сульфати концентрації, вододіли Малих Карпат, методи теорії хаосу

## МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ТЕОРИИ ХАОСА: I. УТОЧНЕННЫЕ ДАННЫЕ ПО ДИНАМИКЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОДОРАЗДЕЛОВ РЕК МАЛЫХ КАРПАТ

**А.В. Глушков, д.ф.-м.н.,  
О.Ю. Хецелиус, д.ф.-м.н.,  
Н.Г. Сербов, к.геогр.н.,  
Ю.Я. Бунякова, к.геогр.н., ст.преп.,  
Б.Б. Буяджи, преп. Е.П.Соляникова**

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, [glushkovav@gmail.com](mailto:glushkovav@gmail.com)*

Данная работа продолжает наши уточненные количественные исследования динамики загрязнения различных гидроэкологических систем, в частности, временной динамике изменения концентраций нитратов в ряде водоразделов рек Малых Карпат в Восточной Словакии. Различные методы и алгоритмы теории хаоса (хаос-геометрического подхода) и теории динамических систем использованы в наиболее совершенных версиях. Представлены новые более точные данные, характеризующие хаотическое поведение временных рядов концентраций нитратов для ряда водоразделов рек Малых Карпат. В предыдущих работах (см.[1]) для восстановления соответствующего аттрактора, предварительно вычислялись время задержки (временной лаг) и размерности вложения. Искомые параметры определялись с использованием методов автокорреляционной функции и средней взаимной информации. Кроме того, были применены более совершенные версии метода корреляционной размерности и алгоритма ложных ближайших соседей. Представлен также рассчитанный спектр Фурье концентрации нитратов для водосбора Ондава-Стропков за период 1969-1996гг. Здесь мы приводим новые более точные результаты по корреляционной размерности ( $d_2$ ), размерности вложения ( $d_E$ ), размерности Каплан-Йорка ( $d_L$ ), среднему пределу предсказуемости ( $P_{r_{max}}$ ) и параметру хаоса  $K$  для концентраций нитратов для ряда водоразделов.

**Ключевые слова:** гидроэкологические динамические системы, изучения и прогнозирования, нитраты и сульфаты концентрации, водоразделы рек Малых Карпат, методы теории хаоса

*Дата першого подання.: 15.09.2015*

*Дата надходження остаточної версії : 10.10.2015*

*Дата публікації статті :26.11.2015*

## ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ВОДНІ РЕСУРСИ ВОДОЗБОРУ КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНУ У СЦЕНАРНИХ КЛІМАТИЧНИХ УМОВАХ

Н.С. Лобода, проф., д.геогр.н.

Ю.В. Божок, м.н.с

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, julia\_bojok@mail.ru*

Проведено аналіз закономірностей коливань кліматичних чинників формування стоку на водозборі Куяльницького лиману за даними сценаріїв зміни клімату А1В (модель REMO) та А2 (модель RCA) з використанням різницево-інтегральних кривих. Установлені основні тенденції зміни водних ресурсів Куяльницького лиману на основі моделі «клімат-стік» у майбутньому. Показано, що до середини XXI сторіччя за сценарієм А1В можливе зменшення водних ресурсів басейну Куяльницького лиману на 40%. За сценарієм А2 водні ресурси північної частини басейну можуть зростати в середньому на 20-30%, а стік у південній частині може зменшитись в середньому на 10%.

**Ключові слова:** водні ресурси, Куяльницький лиман, глобальне потепління, сценарії зміни клімату, модель «клімат-стік».

### 1. ВСТУП

На сьогоднішній день глобальна зміна клімату є гострою проблемою, вплив якої набув планетарних масштабів. Є підстави очікувати перерозподіл меж природно-кліматичних зон, порушення кліматичної рівноваги. Зміни глобального клімату зумовлюють і зміни водних ресурсів, які, в свою чергу, визначають стан навколишнього середовища, вони пов'язані із соціальним становищем суспільства і здоров'ям людини. Тому наукові дослідження, спрямовані на вивчення тенденцій впливу змін температурного режиму на стан природних ресурсів, набувають великого значення. Поєднання змін кліматичних умов з існуючими водогосподарськими заходами може привести до перегляду стратегії розвитку промисловості, сільського господарства та природоохоронних заходів в Україні [1].

Об'єктом дослідження є Куяльницький лиман. Він є унікальною природною системою з численними природними ресурсами, які можуть бути використані для соціально-економічного розвитку прилеглих до нього територій Одеської області в сферах рекреації, екологічного туризму, охорони здоров'я. Цей лиман належить до групи закритих лиманів і є одним з найстародавніших на території Північно-Західного Причорномор'я. Він відомий як важливий рекреаційний і бальнеологічний об'єкт державного значення. Високі лікувальні властивості мають ропа та грязі лиману. Зменшення водних ресурсів лиману в умовах змін клімату та водогосподарської діяльності суттєво впливає на його гідроекологічний стан, спричиняючи обміління та засолення [2,3].

Метою дослідження є оцінка можливих змін характеристик клімату та водних ресурсів басейну Куяльницького лиману за сценаріями глобального потепління А1В і А2 на основі моделі «клімат-стік».

Зміст роботи відповідає напряму Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (ратифікована 29 жовтня 1996 року), Кіотському протоколу (ратифікований 4 лютого 2004 року), Регіональній програмі розвитку водного господарства Одеської області на період до 2021 року (затверджена рішенням Одеської обласної ради №882-VI від 18 вересня 2013 р.) та Регіональній програмі по збереженню та відновленню водних ресурсів у басейні Куяльницького лиману на 2012-2016 рр. (затверджена зі змінами рішенням Одеської обласної ради №1023-VI від 21 лютого 2014 р.).

Дослідження виконано в рамках науково-дослідної роботи кафедри гідроекології та водних досліджень Одеського державного екологічного університету «Комплексне управління водними ресурсами басейну Куяльницького лиману та його гідроекологічним станом в умовах господарської діяльності і кліматичних змін» (№ д/р 0115U000631).

### 2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Водозбір басейну Куяльницького лиману відноситься до території Північно-Західного Причорномор'я, яка достатньо освітлена даними метеорологічних спостережень, але слабо вивчена у гідрологічному відношенні. На розглядуваній території не збереглося річок з природними умовами формування стоку [4]. Стік, який вимірюється, є «побутовим», тобто перетвореним водогосподарською діяльністю.

Існуючі просторово-часові узагальнення характеристик стоку Північно-Західного Причорномор'я носять наближений характер: їх ізольовані представлені пунктиром, у багатьох випадках для розрахунків рекомендується застосування методу аналогії та районування [5].

У останні десятиріччя до антропогенних чинників формування стоку [6] додалися зміни глобального

клімату, які також призвели до порушення водного режиму річок та водойм [7].

Аналіз змін характеристик клімату і стоку річок Північно-Західного Причорномор'я в останні десятиліття наведено у роботі [8].

Найбільш перспективним підходом до визначення характеристик стоку в умовах відсутності або недостатності даних гідрологічних спостережень, а також значної їх трансформації антропогенними чинниками, включаючи глобальне потепління, є побудова математичних моделей стоку, в основі яких лежить використання метеорологічних даних.

### 3. ОПИС ОБ'ЄКТА І МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

В Одеському державному екологічному університеті під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи була розроблена модель річного стоку, яка базується на використанні метеорологічних даних і відноситься до моделей типу «клімат-стік» [4,9]. Модель розглядає кліматичні чинники формування стоку та вплив підстильної поверхні, включаючи водогосподарську діяльність. Вона 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 або непорушений водогосподарською діяльністю річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень. Теоретичною базою першої частини є рівняння водно-теплого балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу водозбору, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Модель розглядає ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, вивчається та моделюється робота водогосподарської системи, яка зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на ці впливи [4,9].

Стік, визначений за рівнянням водно-теплого балансу, відображає взаємодію ресурсів зволоження ( $\bar{X}$ ) та тепла ( $\bar{E}_m$ ), через що одержав назву «кліматичного» і позначався як  $\bar{Y}_K$ . Є.Д. Гопченко та Н.С. Лобода показали, що для водозборів із усталеним підземним живленням норма кліматичного річного стоку ототожнюється з природним зональним стоком. Модель була апробована на річках різних географічних зон та при різних площах водозборів. Середнє відносне відхилення розрахованих та фактичних значень природного річного стоку знаходиться у межах  $\pm 10\%$ . Модель «клімат-стік» успішно застосована для розрахунків і прогнозів водних ресурсів

України за даними сценаріїв глобального потепління [10,11].

У сучасних математичних моделях загальної циркуляції атмосфери і океану, які пов'язуються із типом розвитку суспільства, надається просторовий розподіл у вузлах регулярної сітки, яка з роками стає більш детальною [12]. За сценаріями для кожного вузла надаються дані про середні місячні опади, температури повітря по місяцях та вологість ґрунту. Така інформація дозволяє виконувати розрахунки стоку по місяцях та сезонах з використанням рівняння водно-теплого балансу, яке для умов змін клімату набуде вигляду

$$Y'_K = X' + (w_1 - w_2)' - E'_m \left[ 1 + \left( \frac{X' + (w_1 - w_2)'}{E'_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (1)$$

де  $\bar{Y}'_K$  - величина кліматичного стоку за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $E'_m$  - величина максимально можливого випаровування за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $X'$  - сума річних опадів за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;  $n$  - параметр, який інтегрує фізико-географічні умови формування стоку;  $(w_1 - w_2)'$  - зміна запасів води у ґрунті за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм. Для багаторічного періоду  $(w_1 - w_2)' = 0$ .

Для дослідження зміни кліматичних чинників формування стоку та водних ресурсів басейну Куяльницького лиману у майбутньому були розглянуті сценарії зміни клімату А1В та А2.

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 блок глобальної кліматичної моделі ECHAM5 [13]. В межах сценарію А1В досліджувався період 1951-2050 рр.

В основі сценарію А2 лежить регіональна модель RCA, яка розробляється в Центрі Росбі (Швеція) з 1997 року. Базовою моделлю для неї є модель прогнозу погоди HIRLAM. У новій версії моделі RCA3 було значно поліпшено представлення підстильної поверхні [14]. Відноситься до глобальної кліматичної моделі ECHAM5. В межах сценарію А2 розглядався період 1951-2050 рр.

У розглянутих сценаріях А1В та А2 горизонтальний розмір координатної сітки становить 255\*170 вузлів (охоплює всю територію Європи). Кроком розрахунків є 15 хвилин або 25 км.

На водозборі Куяльницького лиману та прилеглих територій було виділено 12 точок-вузлів координатної сітки сценаріїв (рис. 1).

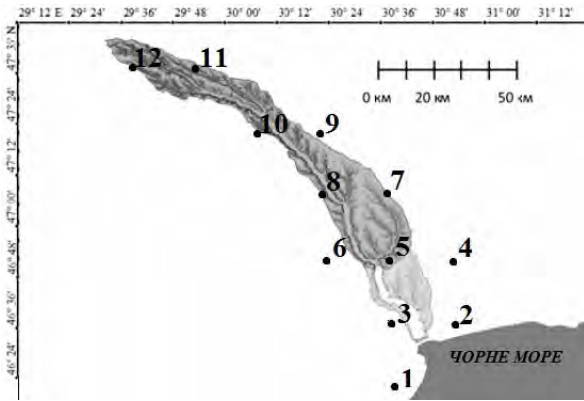


Рис. 1 – Розташування вузлових точок на території водозбору Куяльницького лиману та прилеглих територій

#### 4. ОПИС І АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Для аналізу закономірностей коливань річних сум опадів та температур повітря на водозборі Куяльницького лиману та прилеглих територій за сценаріями глобального потепління А1В та А2 були побудовані різницево-інтегральні криві цих гідрометеорологічних характеристик.

Аналіз різницево-інтегральних кривих показав, що за сценарієм А1В у період 1951-2100 рр. температура повітря буде знаходитися у додатній фазі з 2027 р. Аналіз коливань річних сум опадів показав, що багатоводними є періоди 1993-2007 рр., 2020-2030 рр., 2049-2072 рр., маловодними – 2008-2019 рр., 2031-2048 рр., 2073-2091 рр (рис. 2). Від’ємні та додатні фази коливань утворюють повні цикли водності.

За сценарієм А2 (1951-2050 рр.) річна температура повітря знаходиться у від’ємній фазі з 1988 р. та переходить у додатну фазу у 2034 р. Річні суми опадів, згідно різницево-інтегральних кривих, знаходяться у маловодній фазі у періоди 1975-2005 рр., 2023-2040 рр., багатоводна фаза спостерігається у 2006-2022 рр.

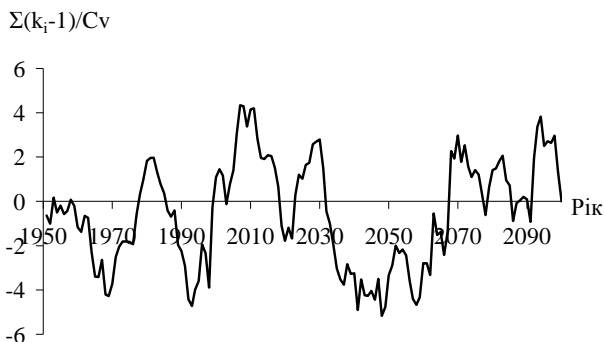


Рис. 2 – Різницево-інтегральна крива річних сум опадів за даними сценарію А1В на метеостанції Затишся, 1951-2100 рр.

При порівнянні коливань різницевих інтегральних кривих сценарних та фактичних річних температур

повітря (рис. 3) установлена синфазність коливань для сценарію А1В та асинфазність для сценарію А2.

$$\Sigma(k_i-1)/C_v$$

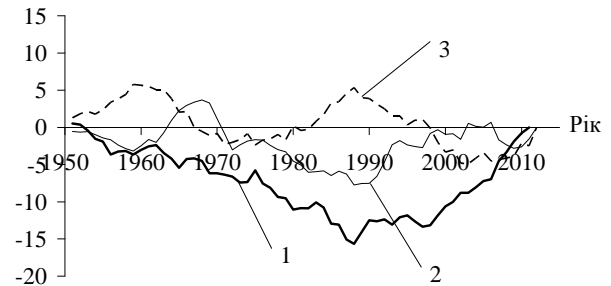


Рис. 3 – Різницево-інтегральні криві річних температур повітря на метеостанції Любашівка, 1951-2012 рр. (1 – за спостереженими даними, 2 – за даними сценарію А1В, 3 – за даними сценарію А2)

В роботі проведено аналіз можливих змін клімату та кліматичного стоку в басейні Куяльницького лиману за обраними сценаріями по таких послідовних часових інтервалах: для сценарію А1В - з початку спостережень до 1989 р. та за періодами 1990-2020 рр., 2021-2050 рр., 2051-2080 рр., 2051-2100 рр.; для сценарію А2 - з початку спостережень до 1989 р. та за періодами 1990-2020 рр., 2021-2050 рр.

Період до 1989 р. відповідає кліматичним умовам минулого сторіччя до початку суттєвого впливу глобального потепління на формування річного стоку. На той час норма річного кліматичного стоку у межах Північно-Західного Причорномор’я змінювалася від 10 мм до 50 мм [4]. Норми річних опадів у басейні Куяльницького лиману змінювалися від 455 мм до 520 мм, норми максимально можливого випаровування від 925 до 985 мм, а норма кліматичного річного стоку від 13 до 30 мм (табл. 1).

Таблиця 1 – Характеристики кліматичних чинників та водних ресурсів басейну Куяльницького лиману до початку глобального потепління (до 1989 р.)

№ точки	Координати		$\bar{X}$ , мм	$\bar{E}_m$ , мм	$\bar{Y}_K$ , мм
	Град. сх.д.	Град. пн.ш.			
1	30,625	46,375	455	985	13
2	30,875	46,625	455	978	14
3	30,625	46,625	462	978	15
4	30,875	46,875	470	973	18
5	30,625	46,875	475	970	18
6	30,375	46,875	478	965	18
7	30,625	47,125	478	960	22
8	30,375	47,125	480	958	22
9	30,375	47,375	490	945	25
10	30,125	47,375	495	940	25
11	29,875	47,625	505	927	29
12	29,625	47,625	520	925	30
<b>Сер.</b>			<b>480</b>	<b>959</b>	<b>21</b>

Розрахунки показали, що за сценарієм А1В у ХХІ сторіччі в середньому на досліджуваному водозборі опади змінюватись майже не будуть (табл. 2), проте, передбачається поступове збільшення максимально можливого випаровування (табл. 3), що призведе до зменшення водних ресурсів майже на 50% до кінця ХХІ сторіччя (табл. 4).

Згідно сценарію А2 у середині сторіччя в нижній частині водозбору очікується зменшення ресурсів вологи, а у середній та верхній частинах – збільшення (табл. 2). Теплоенергетичні ресурси клімату у цей час будуть майже незмінними (табл. 3). Це призведе до

того, що біля верхів'я Куяльницького лиману утвориться межа між областями збільшення та зменшення стоку. Так, у нижній частині передбачається зниження водних ресурсів до 30%, а у верхній частині можливе зростання стоку до 60% (табл. 4).

Для більш наочного представлення змін водних ресурсів у середині ХХІ сторіччя на рисунку показано просторовий розподіл відносних відхилень ( $\delta$ , %) норм річного кліматичного стоку за період 2021-2050 рр. у порівнянні із фактичними даними до 1989 р. (рис. 4а, 4б).

Таблиця 2 – Зміни ресурсів вологи у басейні Куяльницького лиману за сценаріями зміни клімату А1В та А2 в різні часові інтервали

№ точки	Середні багаторічні значення річних сум опадів, мм												
	до 1989 р.	за сценарієм А1В								за сценарієм А2			
		1990-2020 рр.	$\delta$ , %	2021-2050 рр.	$\delta$ , %	2051-2080 рр.	$\delta$ , %	2051-2100 рр.	$\delta$ , %	1990-2020 рр.	$\delta$ , %	2021-2050 рр.	$\delta$ , %
1	455	445	-2	421	-7	460	1	449	-1	428	-6	407	-11
2	455	439	-3	427	-6	465	2	455	0	446	-2	429	-6
3	462	449	-3	433	-6	470	2	460	0	460	0	444	-4
4	470	444	-6	432	-8	473	1	465	-1	481	2	471	0
5	475	449	-6	435	-8	473	0	465	-2	491	3	482	1
6	478	458	-4	446	-7	480	0	471	-1	510	7	503	5
7	478	465	-3	457	-4	497	4	489	2	504	5	506	6
8	480	466	-3	467	-3	498	4	489	2	518	8	522	9
9	490	499	2	508	4	536	9	527	8	515	5	528	8
10	495	492	-1	499	1	521	5	513	4	527	7	543	10
11	505	522	3	510	1	528	4	520	3	579	15	595	18
12	520	513	-1	498	-4	510	-2	502	-3	579	11	595	14
<b>Сер.</b>	<b>480</b>	<b>470</b>	<b>±3</b>	<b>461</b>	<b>±5</b>	<b>493</b>	<b>±3</b>	<b>484</b>	<b>±2</b>	<b>503</b>	<b>±6</b>	<b>502</b>	<b>±8</b>

Таблиця 3 – Зміни теплоенергетичних ресурсів у басейні Куяльницького лиману за сценаріями А1В та А2 в різні часові інтервали

№ точки	Середні багаторічні значення максимально можливого випаровування, мм												
	до 1989 р.	за сценарієм А1В								за сценарієм А2			
		1990-2020 рр.	$\delta$ , %	2021-2050 рр.	$\delta$ , %	2051-2080 рр.	$\delta$ , %	2051-2100 рр.	$\delta$ , %	1990-2020 рр.	$\delta$ , %	2021-2050 рр.	$\delta$ , %
1	985	1046	6	1100	12	1183	20	1211	23	946	-4	981	0
2	978	1026	5	1076	10	1158	18	1187	21	940	-4	975	0
3	978	1047	7	1097	12	1179	21	1209	24	947	-3	982	0
4	973	1024	5	1070	10	1151	18	1181	21	932	-4	965	-1
5	970	1034	7	1080	11	1162	20	1192	23	942	-3	976	1
6	965	1043	8	1089	13	1170	21	1201	24	948	-2	981	2
7	960	1025	7	1067	11	1148	20	1179	23	930	-3	961	0
8	958	1030	8	1071	12	1152	20	1184	24	934	-3	964	1
9	945	1024	8	1062	12	1146	21	1177	25	917	-3	946	0
10	940	1018	8	1058	13	1142	21	1173	25	912	-3	940	0
11	927	993	7	1035	12	1118	21	1149	24	882	-5	909	-2
12	925	981	6	1023	11	1106	20	1136	23	869	-6	897	-3
<b>Сер.</b>	<b>959</b>	<b>1024</b>	<b>7</b>	<b>1069</b>	<b>12</b>	<b>1151</b>	<b>20</b>	<b>1182</b>	<b>23</b>	<b>925</b>	<b>-4</b>	<b>957</b>	<b>±1</b>



Таблиця 4 – Зміни водних ресурсів у басейні Куяльницького лиману за сценаріями зміни клімату А1В та А2 в різні часові інтервали

№ точки	Середні багаторічні значення кліматичного стоку, мм												
	до 1989 р.	за сценарієм А1В						за сценарієм А2					
		1990-2020 рр.	δ, %	2021-2050 рр.	δ, %	2051-2080 рр.	δ, %	2051-2100 рр.	δ, %	1990-2020 рр.	δ, %	2021-2050 рр.	δ, %
1	13	10,9	-16	7,6	-41	8,7	-33	7,4	-43	12,5	-4	9,2	-29
2	14	10,9	-22	8,5	-39	9,6	-31	8,3	-41	14,8	6	11,5	-18
3	15	11,2	-25	8,6	-43	9,5	-37	8,2	-46	16,3	9	12,8	-14
4	18	11,5	-36	9,1	-50	10,5	-42	9,1	-50	20,2	12	16,9	-6
5	18	11,6	-36	9,1	-49	10,2	-43	8,8	-51	21,2	18	17,9	-1
6	18	12,3	-32	9,7	-46	10,6	-41	9,1	-49	24,1	34	20,7	15
7	22	13,6	-38	11,3	-49	12,8	-42	11,1	-50	24,2	10	22,5	2
8	22	13,5	-38	12,2	-44	12,7	-42	11,0	-50	26,5	21	25,0	14
9	25	17,9	-28	17,2	-31	17,2	-31	14,9	-40	27,2	9	27,4	10
10	25	17,3	-31	16,3	-35	15,6	-38	13,6	-46	30,2	21	30,9	24
11	29	23,0	-21	18,8	-35	17,3	-40	15,1	-48	46,1	59	47,2	63
12	30	22,4	-25	17,8	-41	15,7	-48	13,7	-54	47,7	59	48,6	62
<b>Сер.</b>	<b>21</b>	<b>15</b>	<b>-29</b>	<b>12</b>	<b>-42</b>	<b>13</b>	<b>-39</b>	<b>11</b>	<b>-47</b>	<b>26</b>	<b>±22</b>	<b>24</b>	<b>±21</b>

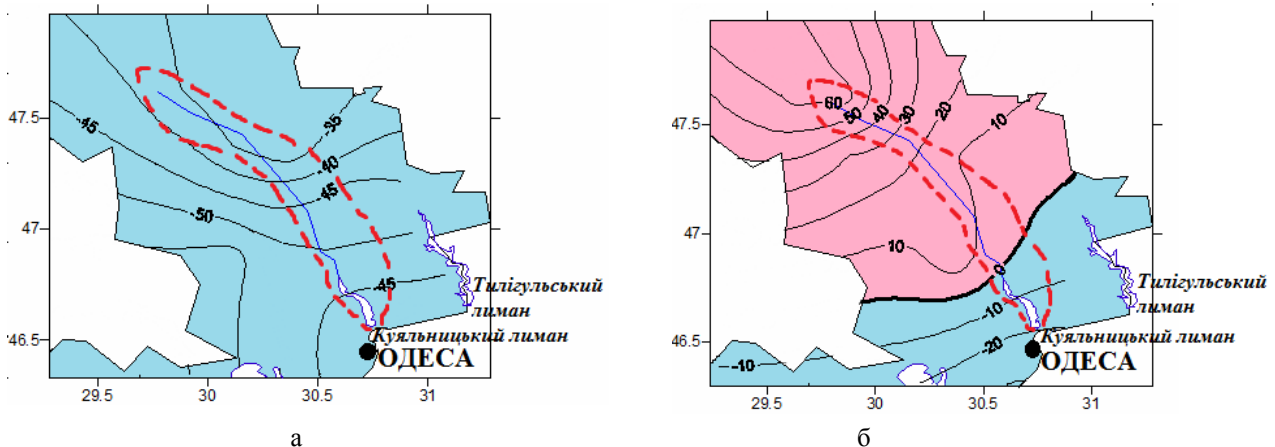


Рис. 4 - Просторовий розподіл відносних відхилень (%) норм річного кліматичного стоку за період 2021-2050 рр. у порівнянні із фактичними даними до 1989 р. на території водозбору Куяльницького лиману (а - за сценарієм А1В, б - за сценарієм А2) (---- межі водозбору Куяльницького лиману)

## 5. ВИСНОВКИ

За сценарієм А1В водні ресурси басейну Куяльницького лиману будуть зменшуватися у межах усього водозбору. У період 1990-2020 рр. це зменшення буде досягати 30%. У 2021-2050 рр. зменшення перевищить 40%, а до кінця ХХІ сторіччя – 60%. Сценарій А2 є більш «поблажливим» для стану водних ресурсів розгляданого басейну, у зв'язку з майже незмінним температурним режимом на фоні незначного збільшення ресурсів вологи у північній частині водозбору та зменшенням – у південній. В результаті в ХХІ сторіччі за сценарієм А2 водні ресурси північної частини можуть зростати в середньому на 20-30%, а стік

у південній (прилиманній) частині може зменшуватись в середньому на 10%.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: монографія / Під ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 605 с.
2. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монографія / Под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. – Одесса: ТЕС, 2012 – 224 с.
3. Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом глобальних кліматичних змін: Звіт з НДР (№ д/р 0112U007606). Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2012. – 147 с.
4. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-

- западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях): монография. – Киев: КНТ, 2005. – 188 с.
5. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
  6. Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: Звіт з НДР (№ д/р 0110U008222). Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2011. – 165 с.
  7. Лобода Н.С. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату / Н.С. Лобода, Ю.В. Божок // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: наук. збірник. – 2014. – Т. 1(32). – С. 32-40.
  8. Loboda N., Bozhok Y. Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region / N.Loboda, Y. Bozhok // International Journal of Research In Earth and Environmental Sciences, 2015, Vol. 02, No. 9, pp. 1-6.
  9. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
  10. Лобода Н.С. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В) / Н.С. Лобода, З.Ф. Сербова, Ю.В. Божок // Український гідрометеорологічний журнал. – 2014. – Вип. 15. - С. 149-159.
  11. Лобода Н.С. Оцінка впливу змін клімату на водні ресурси України на основі моделі «клімат-стік» за сценарієм глобального потепління А2 / Н.С. Лобода, З.Ф. Сербова, Ю.В. Божок // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2015. – Т.1(36). – С. 8-17.
  12. IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2007, 996 p.
  13. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L. and co-authors. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate / Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report, 1996, No.218, 90 p.
  14. Samuelsson P., Jones C.G., Willén U. and co-authors. The Rossby centre regional climate model RCA3: Model description and performance. *Tellus*, 2011, 63A, pp. 4–23.
  - alnyk Liman under the influence of global climate change]: Zvit z NDR (№ 0112U007606). Od. derzh. ekol. un-t. Odessa, 2012. 147 p.
  4. Gopchenko E.D., Loboda N.S. *Vodnye resursy severo-zapadnogo Prichernomor'ja (v estestvennyh i narushennyh hozjajstvennoj dejatel'nost'ju uslovijah)* [Water resources of the North-Western Black Sea Region (in natural and disturbed by economic activity conditions)]. Kiev: KNT, 2005. 188 p.
  5. *Posobie po opredeleniju raschetnyh gidrologicheskikh harakteristik* [Manual for the definition of estimated hydrological characteristics]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984. 447 p.
  6. *Stan gidrografichnoi' merezhi richky Velykyj Kujal'nyk v umovah vodogospodars'kyh peretvoren' na ii' vodozbirnomu basenji* [State of hydrographic network of the Great Kuyalnyk River drainage in terms of water management in its catchment area]: Zvit z NDR (№ 0110U008222). Od. derzh. ekol. un-t. Odessa, 2011. 165 p.
  7. Loboda N.S., Bozhok Ju.V. Assessment of water resources in the basin of Tyligul estuary in the conditions of global climate change. *Gidrologija, gidrohimiya i gidroekologija - Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2014, T.1(32). pp. 32-40 (in Ukrainian).
  8. Loboda N., Bozhok Y. Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region. *International Journal of Research In Earth and Environmental Sciences*, 2015, vol. 02, no. 9, pp. 1-6.
  9. Loboda N.S. *Raschety i obobshhenija harakteristik godovogo stoka rek Ukrainy v uslovijah antropogennogo vlijaniya* [Calculations and summarizing of the annual flow characteristics of the Ukrainian rivers in the conditions of anthropogenic influence]. Odessa: Ekologija, 2005. 208 p.
  10. Loboda N.S., Serbova Z.F., Bozhok Ju.V. Impact of climate change on water resources of Ukraine in present and future conditions (under scenarios of global warming A1B). *Ukr. gidrometeorol. ž. - Ukrainian hydrometeorological journal*, 2014, vol. 15, pp. 49-159 (in Ukrainian).
  11. Loboda N.S., Serbova Z.F., Bozhok Ju.V. The assessment of the impact of climate change on water resources of Ukraine based on the model "climate-runoff" under global warming scenario A2. *Gidrologija, gidrohimiya i gidroekologija - Hydrology, hydrochemistry and hydroecology*, 2015, vol.1(36), pp. 8-17 (in Ukrainian).
  12. *IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2007, 996 p.
  13. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L. and co-authors. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report*, 1996, no. 218, 90 p.
  14. Samuelsson P., Jones C.G., Willén U. and co-authors. The Rossby centre regional climate model RCA3: Model description and performance. *Tellus* 2011, 63A, pp. 4–23.

## REFERENCES

1. Stepanenko S.M., Pol'ovyj A.M. (Eds). *Ocinka vplyvu klimatychnyh zmin na galuzi ekonomiky Ukrainy* [Assessing the impact of climate change on economics of Ukraine]. Odessa: Ekologija, 2011. 605 p.
2. Tuchkovenko Yu.S., Gopchenko E.D. *Aktual'nye problemy limanov severo-zapadnogo Prichernomor'ya* [Actual problems of estuaries of North-Western Black Sea Region]. Odessa: TES, 2012. 224 p.
3. *Ocinka mozhyvyh zmin gidroekologichnogo rezhymu Kujal'nyk'kogo lymanu pid vplyvom global'nyh klimatychnyh zmin*: [Assessment of possible changes in hydroecological regime of Kuy-

## **IMPACT OF CLIMATE CHANGES ON WATER RESOURCES OF KUYALNYK LIMAN CATCHMENT IN SCENARIO CLIMATE CONDITIONS**

**N.S. Loboda**, prof., Dr Geogr. Sci.

**Y.V. Bozhok**, junior research worker

*Odessa State Environmental University, 15 Lvivska str., 65016, Odessa, Ukraine*

The actuality of research is conditioned by necessity of water regime determination under climate change for substantiate management its water resources in future. The purpose of investigation is evaluation of changes in water resources of Kuyalnyk Liman catchment under climate change.

The main method of research is model "climate- runoff ", developed at the Odessa State Environmental University. Database of global climate change scenarios A1B (realized in regional climate model REMO) and A2 (developed under the regional climate model RCA) was used.

The analysis of fluctuation regularity of climatic factors of the flow formation on the Kuyalnyk Liman catchment and surrounding areas according to selected scenarios using difference-integral curves are done. Changes in precipitation and the maximum possible evaporation for the 30-year intervals up to the year 2100 (scenario A1D) or up to the year 2050 (scenario A2) are analyzed. The main tendencies in water resources of Kuyalnyk Liman using the model "climate- runoff" in the future are established. It is shown that according to the scenario A1B by the middle of XXI century possible reduction of water resources in the Kuyalnyk Liman catchment is 40%. According to the scenario A2 water resources in northern part of the basin can grow on average by 20-30%, and in the southern part runoff can be reduced on average by 10%.

**Keywords:** water resources, Kuyalnyk Liman, global warming, climate change scenarios, model "climate-runoff".

## **ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ВОДОСБОРА КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА В СЦЕНАРНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ**

**Н.С. Лобода**, проф., д.геогр.н.

**Ю.В. Божок**, м.н.с

*Одесский государственный экологический университет, ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина*

Проанализированы закономерности колебаний климатических факторов формирования стока на водосборе Куяльницкого лимана и прилегающих территорий по данным сценариев изменения климата А1В (модель REMO) и А2 (модель RCA) с использованием разностно-интегральных кривых. Установлены основные тенденции изменения водных ресурсов Куяльницкого лимана на основе модели «климат-сток», разработанной в ОГЭКУ, в будущем. Показано, что к середине XXI века по сценарию А1В возможно уменьшение водных ресурсов бассейна Куяльницкого лимана на 40%. По сценарию А2 водные ресурсы северной части бассейна могут расти в среднем на 20-30%, а сток в южной части может уменьшиться в среднем на 10%.

**Ключевые слова:** водные ресурсы, Куяльницкий лиман, глобальное потепление, сценарии изменения климата, модель «климат-сток».

*Дата першого подання.: 25.06.2015*

*Дата надходження остаточної версії :06.07.2015*

*Дата публікації статті : 26.11.2015*

УДК 556.55

## РОЗРАХУНОК СКЛАДОВИХ ВОДНОГО БАЛАНСУ ОЗЕРА КИТАЙ (за період 2008-2014 рр.)

Ж.Р. Шакірманова<sup>1</sup>, д.геогр.н., проф.,

Ю.С. Медведєва<sup>2</sup>, к.геогр.н., доц.,

М.Д. Янєва<sup>1</sup>, магістр

<sup>1</sup> Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016 Одеса, Україна, [masha281192@rambler.ru](mailto:masha281192@rambler.ru)

<sup>2</sup> Одеська національна морська академія,  
вул. Дідріхсона, 8, 65029 Одеса, Україна

Основним методом дослідження гідрометеорологічного режиму озер є розв'язання рівняння водного балансу, яке характеризує процеси надходження та витрат води. Для розрахунку водних балансів в якості вихідних матеріалів використані об'єми води в озері Китай на початок і кінець кожного місяця, атмосферні опади і випаровування з водної поверхні. За різними методиками обчислений поверхневий та ґрунтовий стік, фільтрація, транспірація.

У статті проаналізовані фізико – географічні, морфометричні, гідрологічні, гідротехнічні характеристики озера Китай, а також річок, які його живлять; виконаний розрахунок складових водного балансу оз. Китай (за 2008-2014 рр.) та визначені нев'язки водних балансів.

**Ключові слова:** водний баланс, водообмін, фільтрація, транспірація, поверхневий стік, ґрунтовий стік, нев'язки.

### 1. ВСТУП

Озеро Китай є одним з найбільших Придунайських заплавних озер, яке знаходиться в Одеській області. Воно, як й інші Придунайські озера, витягнуто у меридіональному напрямі. Головним джерелом водообміну та водооновлення озера є р. Дунай.

У 90-х роках минулого століття почалось зменшення площ зрошування, відповідно, і заборів води з оз. Китай, а головне – підкачок води до нього. Це призвело до збільшення мінералізації води у водоймі, яка коливається від 2,2 до 3,6 г/дм<sup>3</sup> і, навіть до 9,5 г/дм<sup>3</sup> - у маловодному 2011 р., що перевищує у рази встановлені вимоги до якості питної та зрошувальної води (до 1 г/дм<sup>3</sup>). У зв'язку з цим актуальним є дослідження водного режиму озера.

### 2. КОРОТКА ФІЗИКО - ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ ОЗЕРА КИТАЙ

Озеро Китай є самою східною водоймою з групи прісноводних Придунайських озер Одеської області і розташоване в 8 км на північний захід від м.Кілія (рис.1). Озеро поділяється на два плеси - північний і південний, які сполучені вузьким гирлом. У цій вузькій частині упоперек озера насипана дамба і споруджений міст; по греблі проходить ґрунтова дорога на с. Червоний Яр. Дамба в значній мірі ізолює північний плес озера від південного. Береги озера круто обриваються до його долини і складаються в основному з лесоподібних суглинків. Біля північного берега місцями зустрічаються вапняки. Обрив корінного берега досягає висоти близько 10 м. Схили його часто не задерновані, рясніють оголеннями стародавніх морських відкладів. Особливо вони поширені по східному

берегу на північ від с. Червоний Яр. З півдня водоймище відокремлене від дунайських заплав широкою низькою перемичкою, через яку проходить штучний канал, що сполучає озеро з Кілійським рукавом дельти Дунаю [1].

Дно центральної частини водоймища (як північного, так і південного плеса) на 86,8 % вкрите сірим тонким мулом, який недалеко від берега переходить в злегка замулений піщаний ґрунт (12,6%). Крім того, зустрічається третій тип відкладів - мул з домішкою черепашнику, що вкриває всього лише 0,6% поверхні дна водоймища.

Велике вітрове хвилювання й масовий розвиток синьо-зелених водоростей, аж до «цвітіння» води в літньо-осінній період, є причиною надзвичайно малої прозорості води в озері, яка в цей період зменшується до 0,1 – 0,2 м і менше.

В озеро Китай впадають річки Киргиз - Китай і Аліяга, довжиною 64,0 км і 67,5 км, відповідно.

Режим роботи водосховищ такий. У період весняного водопілля, коли рівні води в р. Дунай значно вищі за рівні води в озерах, до водойми надходить дунайська вода (до нормального підпертого рівня - НІР). На період літньої межени шлюзи закриваються. Восени, коли рівні в р. Дунай низькі, шлюзи відкриваються і відбуваються скиди води з водосховищ (до рівня «мертвого» об'єму - РМО). Раніше значні об'єми акумульованої води в літній період використовувались на зрошування земель [2].

Для підтримки запроєктованих в озерах рівнів і мінералізації в цей період відбувається підкачка слабомінералізованої води з р. Дунай. Але у 90-х роках минулого століття, у зв'язку зі значним зменшенням площ зрошуваних земель, відпала потреба у водовідведенні, а отже – і підкачці. Це призвело до підвищення мінералізації води.

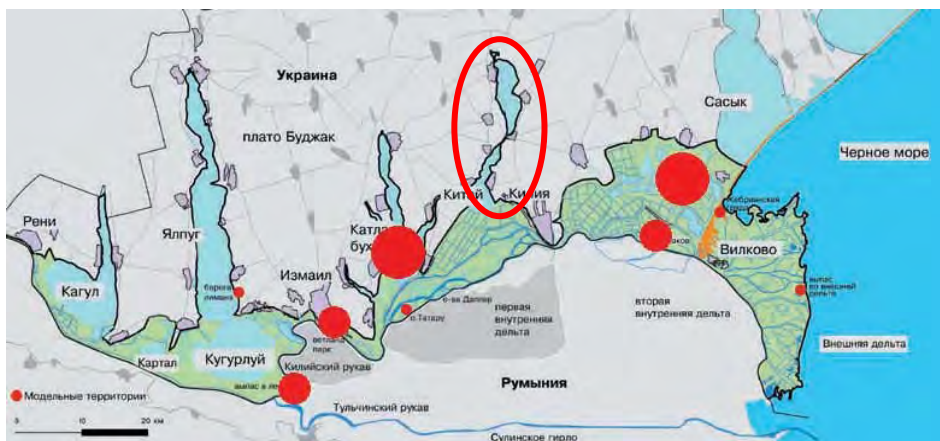


Рис.1 – Схема розташування озера Китай.

Крім того, кількість солей збільшується із надходженням високомінералізованих вод малих річок, бічним припливом та через значне випаровування з поверхні озера.

### 3. ВОДНИЙ БАЛАНС ОЗЕРА КИТАЙ

Головною характеристикою гідрометеорологічного режиму озера є водний баланс внутрішніх водойм, який визначається процесами надходження та витрат води. На основі водного балансу визначаються водообмін, фізичні та хімічні процеси, що відбуваються у водоймах, а також оцінюється ефект заходів, спрямованих на можливе господарське використання водних ресурсів.

Рівняння водного балансу озера має вигляд (млн.м<sup>3</sup>)

$$\sum_{П} V_i - \sum_{B} V_i = V_{Pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di} - (V_{Ei} + V_{tri} + V_{fi} + V_{zi} + V_{Di}'), \quad (1)$$

де  $\sum_{B} V_i$  – витратна частина водного балансу;

$\sum_{П} V_i$  – приходна частина водного балансу;  $V_{Pi}$  – об'єм атмосферних опадів;  $V_{ri}$  – стік річок, що живлять озеро;  $V_{bi}$  – об'єм бічного припливу;  $V_{gi}$  – об'єм припливу ґрунтових вод;  $V_{dri}$  – об'єм надходження дренажних і комунально-побутових вод;  $V_{Di}$  – стік р. Дунай;  $V_{Ei}$  – об'єм випаровування;  $V_{tri}$  – об'єм транспірації водною рослинністю;  $V_{fi}$  – об'єм фільтрації у береги;  $V_{zi}$  – сумарний забір води з озера;  $V_{Di}'$  – скиди води у р. Дунай;  $i$  – розрахунковий місяць.

Для розрахунку складових водного балансу були використані такі вихідні гідрометеорологічні дані:

- рівні води в озері Китай;
- дані по опадах та випаровуванню, які вимірювались на метеостанції Ізмаїл та Болград;
- об'єми та площі водойми;
- загальні площі водозборів річок, які впадають в озеро;
- надходження ґрунтових вод (визначалось за результатами вимірювань при виконанні інтегрованого моніторингу в рамках проекту Tacis - 2001 р.);
- забори води з озера на комунально-побутове та інші види користування.

Визначення характеристик, за якими не ведуться спостереження або їх недостатньо визначалися за розробленими методами [3].

#### Розрахунок приходної частини рівняння водного балансу.

Об'єми надходження атмосферних опадів розраховувалися шляхом перемноження площі водного дзеркала на кількість опадів, які надходять на поверхню озера (для розрахункового місяця)

$$V_p = P \cdot F / 1000, \quad (2)$$

де  $P$  – кількість опадів по м/ст Ізмаїл, мм;  $F$  – площа водної поверхні озера (км<sup>2</sup>), яка відповідає середньомісячному рівню води в ньому  $H_{сер}$  (мБС).

Річний стік, що надходить в озеро, визначався як витрати води у межах розглядуваної території, тобто

$$\bar{Q} = \frac{\bar{q} \cdot F}{10^3}, \quad (3)$$

де  $\bar{Q}$  – середньобагаторічна річна витрата води, м<sup>3</sup>/с;  $\bar{q}$  – середньобагаторічний модуль річного стоку, дм<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>);  $F$  – площа водозбору річки, що впадає в озеро, км<sup>2</sup>.

Норма стоку визначається за методикою Н.С.Лободи, яка заснована на визначенні кліматичного стоку річок, розрахованого за метеорологічними даними та з урахуванням

антропогенної діяльності і впливу на стік місцевих азональних факторів [4].

Річний стік з площі водозборів малих річок визначався з урахуванням забезпеченості року за формулою

$$Q_r = k_p \cdot \bar{Q}, \quad (4)$$

де  $k_p$  - модульний коефіцієнт, що враховує забезпеченість року ймовірністю  $P$  %.

Вважалось, що забезпеченість річного стоку відповідає забезпеченості річних опадів.

Об'єм річного стоку невеликих річок в басейні озера (млн.м<sup>3</sup>) розраховувався за виразом

$$V_r = Q_r \cdot 86400 \cdot 366 / 10^5. \quad (5)$$

Бічний приплив поверхневих вод з прилеглої до озера території визначався за співвідношенням між об'ємами річкового стоку  $V_r$  та бічного припливу  $V_b$ , яке було встановлене під час виконання проекту Taxis-2001

$$V_b = 0,23 \cdot V_r. \quad (6)$$

Оскільки річковий та бічний приплив протягом року розподіляються нерівномірно, то при розрахунках водних балансів по місяцях необхідно мати уявлення про внутрішньорічний розподіл стоку. Типова схема припливу ґрунтових вод по місяцях взята за методикою запропонованою Н.С.Лободою [5] при узагальненні даних розчленування гідрографів невеликих річок Причорноморської низовини (у % від річної суми).

Приплив дренажних та комунально-побутових зворотних вод прийнято за даними Одеського обласного управління водних ресурсів

$$V_{dr} = 0,2 \cdot V_z, \quad (7)$$

де  $V_z$  - забір води на зрошення (разом з іншими видами водокористування).

**Розрахунок витратної частини рівняння водного балансу.**

Об'єм випаровування з водної поверхні (млн.м<sup>3</sup>) розраховувався за формулою

$$V_E = E \cdot F / 10^3, \quad (8)$$

де  $E$  - шар випаровування по м/ст Болград, мм;  $F$  - площа водної поверхні (км<sup>2</sup>), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері  $H_{сер}$  (мБС).

У зв'язку з поломкою приладу для вимірювання випаровування з водної поверхні на м/ст. Болград,

його величину у період з 2011 р. пропонується визначати за методом А.М.Бєфані, оскільки з'ясовано, що середньомісячні величини випаровування найбільш точно визначаються дефіцитом вологості повітря.

Транспірацію водною рослинністю прийнято розраховувати за допомогою перехідних коефіцієнтів в залежності від заростання водойми [6]. Наведена в [6] оцінка поправкового коефіцієнта, взятого для площі заростей водною рослинністю 30% дорівнює 1,14.

Фільтрація води в береги. При відомих рівнях води  $H_1$  і  $H_2$  та середньомісячній величині фільтрації (0,48 млн.м<sup>3</sup>/за місяць) нескладно розподілити її пропорційно величинам середньомісячних рівнів води в озері  $H_{сер}$ . Тоді одержимо для  $i$ -го місяця

$$(V_f)_i = 0,48 \cdot (k_f)_i, \quad (9)$$

де  $(k_f)_i$  - перехідний коефіцієнт для розрахунку фільтрації, який визначається як

$$(k_f)_i = H_{сер,i} / H^*, \quad (10)$$

$H^*$  - середній річний рівень води в озері.

Визначення водообміну з р. Дунай. Безпосередніх даних про об'єми води, що надходять з р. Дунай, немає. Для місяців, коли відкривались шлюзи для наповнення водойми самопливним шляхом або відбувались підкачки за допомогою насосних станцій, об'єми надходження дунайської води були обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу.

Нев'язки водних балансів. При розрахунках водних балансів на величину кожного елемента буде накладатися деяка похибка. Накопичені похибки у сукупності зумовлюють нев'язку водного балансу. Визначити її можна, виходячи з рівняння водного балансу (1), таким чином

$$\Delta V_{Hi} = \sum_B V_i - \sum_{II} V_i \pm \Delta W_i, \quad (11)$$

де  $\Delta V_{Hi}$  - нев'язка водного балансу;  $\Delta W_i$  - зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТИ

Для розрахунку водних балансів в якості вихідних матеріалів використані об'єми води в озері на початок і кінець кожного місяця, атмосферні опади і випаровування з водної поверхні. За різними методиками обчислювався приплив поверхневого стоку, ґрунтовий стік, фільтрація, транспірація.

Таблиця 1 — Складові приходної і витратної частин водного балансу озера Китай

Рік		Приходна частина						Витратна частина				
		VP	Vr	Vb	Vg	Vdr	VD	VE	Vtr	Vf	Vz	V <sub>D</sub>
2008	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	21,6	5,6	1,1	1,5	0,3	15,4	41,5	1,7	5,8	1,5	0,0
	%	47,5	12,3	2,4	3,4	0,7	33,8	82,1	3,4	11,4	3,0	0,0
2009	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	17,1	3,5	0,7	1,5	0,5	29,4	55,0	2,0	5,8	2,5	0,0
	%	32,5	6,6	1,3	2,9	0,9	55,9	84,3	3,1	8,8	3,8	0,0
2010	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	33,8	1,3	0,2	1,5	0,3	57,1	47,3	1,8	5,8	1,6	20,4
	%	35,8	1,3	0,3	1,6	0,3	60,6	61,6	2,3	7,5	2,1	26,6
2011	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	16,0	1,1	0,2	1,5	0,2	1,6	40,0	1,5	5,8	1,1	0,0
	%	77,5	5,2	1,0	7,4	1,1	7,7	82,7	3,0	12,0	2,3	0,0
2012	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	26,0	8,1	1,5	1,5	0,2	15,2	47,7	1,7	5,8	1,2	0,0
	%	49,5	15,3	2,9	2,9	0,4	28,9	84,6	3,1	10,3	2,0	0,0
2013	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	24,5	7,0	1,3	1,5	0,2	55,3	41,9	1,5	5,7	1,2	12,3
	%	27,3	7,8	1,4	1,7	0,3	61,5	66,8	2,4	9,2	1,9	19,6
2014	10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	17,7	2,0	0,4	1,5	8,0	40,5	40,0	1,5	5,8	1,2	0,0
	%	25,2	2,8	0,5	2,2	11,4	57,8	82,6	3,0	11,9	2,5	0,0

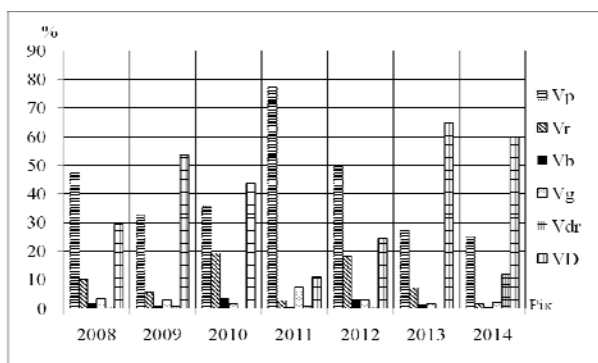


Рис. 2 – Багаторічна мінливість головних складових приходної частини водного балансу озера Китай (за 2008-2014 рр.)

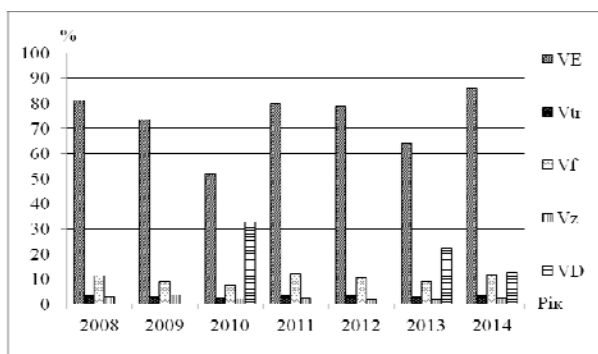


Рис. 3 – Багаторічна мінливість головних складових витратної частини водного балансу оз. Китай (за 2008-2014 рр.).

За викладеною схемою розраховані водні баланси (за період 2008-2014 рр.), які наведені у табл. 1. Багаторічна мінливість складових приходної і витратної частин водних балансів 2008-2014 рр. у відсотках представлена на рис.2 і рис.3 відповідно.

Згідно з отриманими результатами, найбільший відсоток у приходній частині за період з 2008-2014 рр. становлять опади на водну поверхню озера (від 16 і до 77 %), надходження води з р. Дунай самопливним шляхом (від 1 до 62 %). В окремі роки значний відсоток становить річковий стік (до 16 %) та дренажні води (до 11%).

У витратній частині у більшості водних балансів в період 2008-2014 рр. найбільший відсоток припадає на випаровування (від 1 до 85 %), менше на скиди води до р. Дунай (від 7 до 46 %, за винятком 2008, 2009, 2012 і 2014 рр., коли зовсім не було скидів до р. Дунай). Об'єми води на фільтрацію в береги та забір води на зрошення становлять до 12 % і до 3,0 %, відповідно.

Розраховані за викладеною схемою абсолютні невязки (у млн.м<sup>3</sup>) наводяться в табл.2 та на рис.4. Як видно, вони від року до року і від місяця до місяця коливаються від 2,5 млн.м<sup>3</sup> (червень 2012 р.) до 4,5 млн.м<sup>3</sup> (серпень 2012 р.). З таблиці видно, що визначені величини невязок знаходяться в межах допустимих, тобто 20 %, за винятком 2011р., коли шлюзи весь рік були закриті.

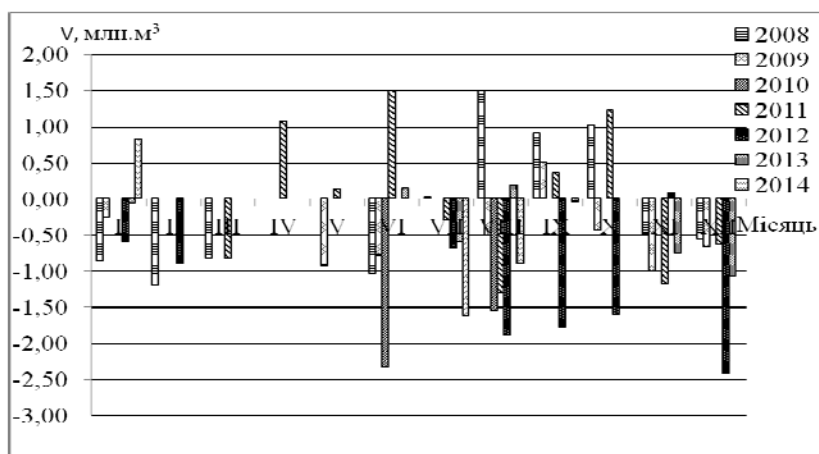


Рис. 4 – Нев'язки водного балансу оз.Китай (за 2008-2014 рр.)

Таблиця 2 – Нев'язки водного балансу оз. Китай за 2008-2014 рр.

Рік		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
2008	$10^6 \text{ м}^3$	1,42	1,76	1,61	-	-	1,58	0,02	1,50	0,91	1,02	0,49	0,55	
	%	2,84	3,52	3,22	-	-	3,17	0,04	3,00	1,81	2,05	0,98	1,11	17,9
2009	$10^6 \text{ м}^3$	0,25	-	-	-	0,92	1,89	-	0,50	0,51	1,00	1,56	1,23	
	%	0,44	-	-	-	1,58	3,26	-	0,86	0,88	1,72	2,68	2,12	13,5
2010	$10^6 \text{ м}^3$	-	-	-	-	-	2,33	-	1,55	-	-	-	-	
	%	-	-	-	-	-	3,14	-	2,08	-	-	-	-	5,22
2011	$10^6 \text{ м}^3$	-	-	1,38	1,63	0,42	1,49	0,30	1,29	0,19	1,78	1,73	0,64	
	%			2,92	3,45	0,89	3,16	0,63	2,74	0,41	3,77	3,66	1,34	22,9
2012	$10^6 \text{ м}^3$	0,59	0,90					0,68	1,89	1,78	1,60	0,09	2,42	
	%	1,11	1,69	-	-	-	-	1,28	3,55	3,35	3,01	0,17	4,55	18,7
2013	$10^6 \text{ м}^3$	0,11	-	-	-	-	0,96	1,16	0,18	-	-	1,86	1,07	
	%	0,18	-	-	-	-	1,54	1,86	0,29	-	-	2,99	1,72	8,57
2014	$10^6 \text{ м}^3$	0,83	-	-	-	-	-	1,62	0,91	0,03	-	-	-	
	%	1,47	-	-	-	-	-	2,87	1,61	0,05	-	-	-	6,01

## 5. ВИСНОВКИ

Згідно з одержаними результатами найбільший відсоток у приходній частині водного балансу озера Китай займає величина опадів на водну поверхню (до 77 %) та надходження води до нього з р. Дунай (до 62 %). Найвагоміше значення у витратній частині має випаровування (38-86 %). Інші величини не перевищують 30 %.

Найбільші величини нев'язок одержані у літні місяці, але їх величини знаходяться в межах допустимих.

Достовірність визначення складових водних балансів оз. Китай далі буде перевірена точністю визначених величин мінералізації води в водоймі в результаті розрахунків сольових балансів.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Ресурси поверхностных вод СССР [под ред. М. С.Каганера]. - Л.: Гидрометеоздат, 1969 – Т. 6, вып.1: Западная Украина и Молдавия.-1969. – 84 с.
2. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины /В.М.Тимченко. – К.: Наукова думка, 2006. – 375 с.
3. Гопченко Е.Д. Применение методов статистического моделирования при оценке изменений годового стока рек

под влиянием орошения / Е.Д.Гопченко, Н.С.Лобода // Метеорология и гидрология.- 1986.- № 9.- С. 79-84.

4. Гопченко Е.Д. Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): [моногр.] / Е.Д.Гопченко, Н. С.Лобода. – К.: КНТ, 2005. – 192 с.
5. Медведєва Ю.С. Водний та сольовий режим озера Китай: дис. кандидата геогр.наук: 11.00.07/ Ю.С. Медведєва- Одеса, 2010.- 223 с.
6. Клибашев К. П. Гидрологические расчеты/ К. П. Клибашев, И. Ф. Горошков : под ред. А. И. Чеботарева. – Л.: Гидрометеозд, 1970.– 458 с.

## REFERENCES

1. *Resursy poverkhnostnykh vod SSSR*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969, vol 6, iss. 1: Zapadnaya Ukraina i Moldaviya. 1969. 84 p. (Ed.: M.S. Kaganera). (In Russian).
2. Timchenko V.M. *Ekologicheskaya gidrologiya vodoemov Ukrainy* [Environmental Hydrology reservoirs in Ukraine]. Kyiv: Naukova dumka, 2006. 375 p.
3. Gopchenko E.D., Loboda N.S. *Primenenie metodov statisticheskogo modelirovaniya pri ocenke izmenenij godovogo stoka rek pod vliyaniem orosheniya* [Application of statistical modeling in the evaluation of changes in annual river flow under the influence of irrigation]. *Meteorolohiya i hidrolohiya- Meteorology and Hydrology*, 1986, no. 9, pp. 79-84.
4. Gopchenko E.D., Loboda N.S. *Vodnye resursy Severo-Zapadnogo Prichernomor'ya (v estestvennykh i narushennykh*



5. antropogennoy deyatelnosti usloviyakh [Water resources of north-western Black Sea Coast (in natural and disturbed by anthropogenic activity conditions)]. Kyiv: KNT, 2005. 192 p.
6. Medvedeva Ju.S. Vodnyy ta sol'ovyy rezhymy ozero Kytay: dis. kand. geogr. nauk; 11.00.07, ODEKU [Water and salt balance of Kytay Lake: Dis. Cand. Geogr. Sciences: 11.00.07, OSENU], Odessa, 2010. 223 p.
6. Klibashev K.P., Goroshkov I.F., Chebotarev A.I. Gidrologicheskie raschety [Hydrological calculations]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970. 458 p.

## CALCULATION OF WATER BALANCE CHINA LAKE (BETWEEN 2008-2014)

Zh.R. Shakirzanova<sup>1</sup>, d.geogr.sciences,  
Y.S. Medvedeva<sup>2</sup>, k.geogr.n.,  
M.D. Yaneva<sup>1</sup>, master

<sup>1</sup>Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, [masha281192@rambler.ru](mailto:masha281192@rambler.ru)  
<sup>2</sup>Odessa National Maritime Academy, st. Didrihsone, 8, 65029 Odessa, Ukraine

*Introduction.* The main characteristic of hydrometeorological mode of China Lake, is the water balance of inland waters, defined process flow and water flow. Based on the water balance is determined by water exchange, physical and chemical processes in reservoirs and estimated effects of measures aimed at possible economic use of water resources.

*Purpose.* The aim is analyze of physical - geographic, morphometric, hydrological, hydraulic characteristics of China Lake and the rivers that feed them; calculation of the components of the water balance of the lake China (in 2008-2014) and determine the water balance of residuals.

*Methods.* In the analysis of available materials observations known statistical methods used; in determining the unknown components of water balance - similar hydrological methods and operating regulations..

*Results.* Receipt of lake water balance China (2008-2014) in the largest extent determine precipitation on the water surface of the lake (from 17 to 77%), while expenditure is the highest percentage of evaporation from 38,7 to 86,1%. The greatest value of residuals observed in the summer months, received their size residuals are found within the acceptable.

*Conclusion.* The authenticity of the definition of the components of the water balance of the lake. China will also be checked accuracy of the values of salinity of water in the reservoir as a result of payments salt balance.

**Keywords:** water balance, water exchange, filtration, transpiration, surface runoff, groundwater flow, residual.

## РАСЧЕТ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ОЗЕРА КИТАЙ (ЗА ПЕРИОД 2008-2014 гг.)

Ж.Р. Шакирзанова<sup>1</sup>, д.географ.н., проф.  
Ю.С. Медведева<sup>2</sup>, к.географ.н.  
М.Д. Янева<sup>1</sup>, магистр

<sup>1</sup>Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016 Одесса, Украина, [masha281192@rambler.ru](mailto:masha281192@rambler.ru)  
<sup>2</sup>Одесская национальная морская академия,  
ул. Дидрихсона, 8, 65029 Одесса, Украина

Основным методом исследования гидрометеорологического режима озер является решение уравнения водного баланса, которое характеризует процессы поступления и расходования воды. Для расчета водных балансов в качестве исходных материалов использованы объемы воды в озере Китай на начало и конец каждого месяца, атмосферные осадки и испарение с водной поверхности. По разным методикам рассчитан поверхностный сток, подземный сток, фильтрация, транспирация.

В статье проанализированы физико-географические, морфометрические, гидрологические, гидротехнические характеристики озера Китай, а также рек, которые его питают; проведен расчет составляющих водного баланса оз. Китай (за 2008-2014 гг.) и определены невязки водных балансов.

**Ключевые слова:** водный баланс, водообмен, фильтрация, транспирация, поверхностный сток, подземный сток, невязки.

Дата першого подання: 25.06.2015  
Дата надходження остаточної версії: 20.11.2015  
Дата опублікування статті: 26.11.2015

УДК 504.45

## СУЧАСНИЙ СТАН ЯКОСТІ ВОД БАСЕЙНУ РІЧКИ ДНІСТЕР НА ТРАНСКОРДОННИХ ДІЛЯНКАХ

А.В. Колісник, к.геогр.н.

Одеський державний екологічний університет  
вул. Львівська, 15, Одеса, 65016, Україна, kolesnik\_od@mail.ru

В статті досліджено сучасний стан якості вод басейну річки Дністер на транскордонних ділянках в межах Вінницької області за Методикою екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями та Методикою інтегральної оцінки забрудненості водних об'єктів. Виявлено, що поверхневі води Дністровського басейну значно забруднені. Екологічне оздоровлення річкового басейну в межах транскордонних ділянок з Республікою Молдова необхідно реалізовувати на міждержавному рівні із залученням механізмів у рамках проекту Єврорегіон «Дністер».

**Ключові слова:** якість води, транскордонне забруднення, методика оцінки якості води

### 1. ВСТУП

Нині існують суттєві проблеми транскордонного забруднення вод басейну р. Дністер на території України, в тому числі в межах Вінницької області [1]. Проблемою всієї екосистеми регіону є непрацюючі очисні споруди каналізації (ОСК) м. Сороки (Республіка Молдова). Бактеріологічне забруднення, що проходить транзитом через річку, на думку фахівців, може дістатись і до водозабору м. Одеса. Вирішення цієї проблеми можливе лише на міждержавному рівні, а на цей час існує потреба вичерпного аналітично-лабораторного контролю.

Щодо виконання низки двосторонніх україно-молдовських домовленостей з цього приводу, то з боку молдовської сторони практично всі вони залишаються не реалізованими. Проблеми транскордонного забруднення поверхневих вод р. Дністер проаналізовані в рамках міжнародного договору про співробітництво – Єврорегіон "Дністер" [2]. Одним з основних завдань договору є реалізація міждержавних проектів з охорони навколишнього середовища, екологічного оздоровлення басейну річки Дністер.

Основними причинами забруднення поверхневих вод Дністровського басейну є: скиди неочищених та недостатньо очищених комунально-побутових і промислових стічних вод безпосередньо у водні об'єкти та через систему міської каналізації; надходження до водних об'єктів забруднювальних речовин з поверхневим стоком води із забудованих територій та сільгоспугідь; ерозія ґрунтів на водозабірній площі.

Метою роботи є оцінка сучасного стану поверхневих вод басейну річки Дністер на транскордонних з Республікою Молдова ділянках, в межах Вінницької області за 2013 р.

### 2. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ

Оцінка сучасної якості поверхневих вод басейну р. Дністер була виконана на основі Методики екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями та Методики інтегральної оцінки забрудненості водних об'єктів.

Екологічна оцінка якості поверхневих вод суші та естуаріїв [3] включає три блоки показників: сольового складу; трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні); специфічні показники токсичної та радіаційної дії.

Екологічна оцінка якості води може бути орієнтовною і ґрунтовною. Орієнтовна екологічна оцінка виконується на основі разових вимірів окремих показників якості води, які найточніше характеризують екологічний стан водного об'єкта (чи його ділянки) і відповідно до цього стану - якість води. Ці разові значення окремих показників якості води зіставляються з відповідними критеріями якості води, представленими в таблицях системи екологічної класифікації. На основі такого зіставлення визначаються категорії і класи якості води за окремими показниками, взятими для разового виміру. Узагальнення оцінок якості води за окремими показниками з визначенням інтегральних значень класів і категорій якості води виконується на основі аналізу показників в межах відповідних блоків.

Це узагальнення полягає у визначенні середніх і найгірших значень для трьох блокових індексів якості води, а саме: для індексу забруднення компонентами сольового складу ( $I_1$ ), для трофо-сапробіологічного (еколого-санітарного) індексу ( $I_2$ ), для індексу специфічних показників токсичної і радіаційної дії ( $I_3$ ). Таким чином, повинно бути визначено шість значень блокових індексів, а саме:  $I_{1сер}$  та  $I_{1мак}$ ;  $I_{2сер}$  та  $I_{2мак}$ ;  $I_{3сер}$  та  $I_{3мак}$ .

Таблиця 1 - Агестаційна шкала рівня забрудненості водних об'єктів [5]

Концентрація показника, мг/дм <sup>3</sup>				Словесна оцінка ступеня забруднення
БСК <sub>5</sub>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	НП	O <sub>2</sub>	
<2	<0,15	<0,02	>9	Нешкідливий (чиста)
2,1-2,5	0,16-0,30	0,021-0,04	8,9-8,0	Малий
2,6-3,0	0,31-0,50	0,041-0,05	7,0-6,0	Припустимий
3,1-4,0	0,51-0,90	0,051-0,10	5,9-5,0	Істотний
4,1-6,0	0,91-1,10	0,11-0,30	4,9-3,0	Інтенсивний
>6	>1,10	>0,30	<2,9	Катастрофічний

Об'єднана оцінка якості води для певного водного об'єкта полягає в обчисленні інтегрального або екологічного індексу  $I_E$ .

Екологічна оцінка є неодмінною умовою екологічного нормування якості поверхневих вод, його попереднім етапом [4].

В *Методиці інтегральної оцінки забрудненості водних об'єктів* [5] розглядаються такі найбільш важливі, на погляд розробників, показники забрудненості:  $O_2$ ,  $NH_4^+$ , БСК<sub>5</sub> і нафтопродукти. Дослідження забрудненості проводилися за даними, віднесеними до ГДК. В цій методиці використовуються нормативи якості Державної санітарно-епідеміологічної служби Російської Федерації. Дослідниками запропонована агестаційна шкала рівня забрудненості (табл. 1). Наведені характеристики забрудненості по окремих показниках можуть використовуватися при вирішенні конкретних задач, а також при плануванні водоохоронних заходів безпосередньо для кожного з розглянутих показників. В зв'язку з цим, вони не можуть дати уявлення про загальну (інтегральну) забрудненість водних ресурсів, на основі якої можна визначити ступінь шкоди (збитку), завданої господарською діяльністю людини водним ресурсам, що, в кінцевому рахунку, обертається збитками для людей і господарства в цілому.

### 3. РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

В басейні Дністра у Вінницькій області розміщено 9 контрольних створів (табл. 2).

З них 3 створи розташовані на самій р. Дністер, а на її притоках, таких як р. Лядова, р. Русава та р. Мурафа розміщено по 2 створи. На двох з дев'яти контрольних пунктах тимчасово не виконуються спостереження за станом річкових вод, це – 23-й (р. Лядова, с. Ялтушків) та 25-й (р. Русава, с. Антонівка) пости.

Як вихідна інформація для оцінки якості вод ба-

сейну р. Дністер та його приток в межах Вінницької області були використані дані спостережень з 7 пунктів в межах регіону за 2013 рік за такими показниками: завислі речовини, жорсткість, кальцій, магній, хлориди, сульфати, сухий залишок, фосфати, амоній-іон, нітрити, нітрати, БСК<sub>5</sub>, мідь, залізо, нафтопродукти, алюміній.

Результати оцінки якості вод р. Дністер та її приток за Методикою екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями представлені в табл. 3.

Якість природних вод за блоком показників сольового складу характеризувалася інтегральними індексами:  $I_{1сер} = 2,3$ ;  $I_{1макс} = 3,0$ ; за блоком трофосапробіологічних показників –  $I_{2сер} = 4,1$ ;  $I_{2макс} = 7,0$ ; за блоком специфічних показників –  $I_{3сер} = 5,0$ ;  $I_{3макс} = 7,0$ . Також були визначені загальні екологічні індекси якості води:  $I_{Есер} = 3,7$ ;  $I_{Емакс} = 5,7$ . Їм відповідають субкатегорії 4(3) та 6(5).

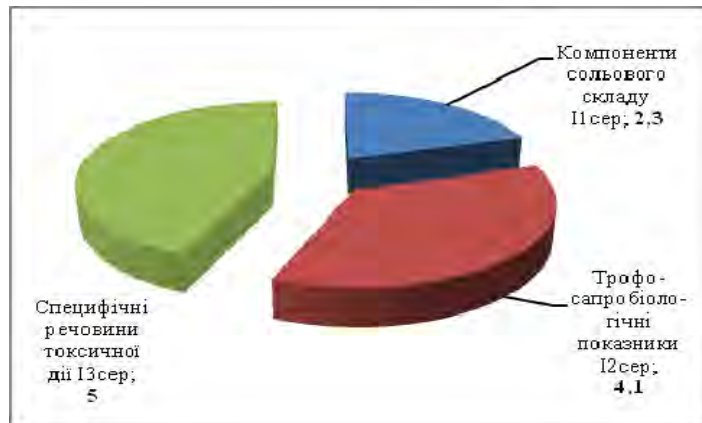
На рис. 1 наочно представлений внесок різних груп показників в забруднення поверхневих вод басейну Дністра.

Таблиця 2 - Розташування контрольних пунктів спостережень в басейні річки Дністер (в межах Вінницької області)

№ пункту спостер.	Розташування
створ 20	р. Дністер, с. Козлово
створ 21	р. Дністер, м. Могильов - Подільський
створ 22	р. Дністер, с. В. Кісниця
створ 23	р. Лядова, с. Ялтушків
створ 24	р. Лядова, с. Яришів
створ 25	р. Русава, с. Антонівка
створ 26	р. Русава, м. Ямпіль
створ 27	р. Мурафа, с. Станіславчик
створ 28	р. Мурафа, м. Ямпіль

**Таблиця 3** – Результати оцінки якості вод басейну р. Дністер за Методикою екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями

Показник	Значення (мін. - макс. середнє)	Категорія	Клас	Індекс	
1	2	3	4	5	
<i>Компоненти сольового складу</i>					
Сума іонів, мг/дм <sup>3</sup>	460-750	2	I	$I_{1сер}=(2+3+2)/3=2,3$ Субкатегорія 2(3)  $I_{1макс}=3$	
	620	2	I		
Хлориди, мг/дм <sup>3</sup>	21,1-45,5	3	II		
	35,2	3	II		
Сульфати, мг/дм <sup>3</sup>	40,1-80,6	3	II		
	60,0	2	II		
<i>Трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні) показники</i>					
Гідрофізичні					
Завислі речовини, мг/дм <sup>3</sup>	18,6-23,0	4	III	$I_{2сер}=(3+4+5+7+5+1+4)/7=4,1$ Субкатегорія 4  $I_{2макс}=7$	
	20,4	3	II		
Гідрохімічні					
Азот амонійний, мгN/дм <sup>3</sup>	0,06-0,72	5	III		
	0,34	4	III		
Азот нітритний, мгN/дм <sup>3</sup>	0,0033-0,132	7	V		
	0,033	5	III		
Азот нітратний, мгN/дм <sup>3</sup>	3,6-7,2	7	V		
	3,82	7	V		
Фосфор фосфатів, мгP/дм <sup>3</sup>	0,105-0,245	6	IV		
	0,14	5	III		
Перманганатна окисність, мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>	0,0-4,2	2	II		
	0,6	1	I		
БСК <sub>5</sub> , мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>	2,88-4,11	5	III		
	2,94	4	III		
<i>Специфічні речовини токсичної дії</i>					
Мідь, мкг/дм <sup>3</sup>	2700-4200	7	V	$I_{3сер}=(7+3)/2=5$  $I_{3макс}=7$	
	3500	7	V		
Залізо, мкг/дм <sup>3</sup>	69-111	4	III		
	81	3	II		
$I_{Емакс}=5,7$ Субкатегорія 6(5) $I_{Есер}=3,7$ Субкатегорія 4(3)					



**Рис. 1** - Інтегральні індекси якості вод басейну р. Дністер за середніми значеннями показників, 2013 р.

Аналізуючи рисунок, слід зробити висновки, що в 2013 р. максимальний внесок в забруднення вод р. Дністер та його приток зробила група показників токсичної дії (як за середнім, так і за максимальним інтегральними індексами), а в ролі основних ЗР виступили такі еколого-санітарні показники як азот нітритний та нітратний, фосфор фосфатів, БСК<sub>5</sub>, а

також компонент специфічної дії - мідь.

В цілому якість природних вод в 2013 р. змінювалася з рівня субкатегорії 4(3) до рівня, який характеризувався субкатегорією 6(5). Тобто річковим водам басейну Дністра присвоювалися такі характеристики стану: "задовільний" (за осередне-

Таблиця 4 - Показники, які мають категорії якості води 6 і 7.

№п/п	Показники	Блок показників	Категорія
1	Азот нітритний	Еколого-санітарні	7
2	Азот нітратний		7
3	Фосфор фосфатів		6
4	БСК <sub>5</sub>		6
5	Мідь	Специфічні	7

ними значеннями показників) та "поганий" (за максимальним екологічним індексом).

Ступінь чистоти водотоків змінювалася від "забруднених" (за класом) та "слабо забруднених" (за категорією) до "брудних". Переважними були "евтрофний" та "політрофний" типи біологічної продуктивності водних екосистем. За критерієм сапробності річкової води характеризувалися "β" - та "α-мезосапробністю" за класами якості, а згідно категорій рівень вмісту у воді органічних речовин змінювався від "β" - мезосапробності" до "α" - мезосапробності.

В результаті оцінки якості води басейну р. Дністер за окремими показниками (вираженими в класах та категоріях) слід навести перелік показників складу та властивостей води, що погіршували якість води до IV та V класів, яким відповідають 6 та 7 категорії (табл. 4). Слід відзначити, що до основних забруднювальних компонентів поверхневих вод басейну Дністра віднесені чотири трофосапробіологічні показники та один специфічний показник.

Оцінка стану забрудненості вод басейну р. Дністер виконана за *Методикою інтегральної оцінки забрудненості водотоків*. З чотирьох найбільш важливих на погляд розробників методики показників забрудненості у вихідних даних було тільки три:  $NH_4^+$ , БСК<sub>5</sub> і нафтопродукти. Результати інтегральної оцінки забрудненості вод басейну Дністра представлені в табл. 5.

Згідно з атестаційною шкалою рівня забрудненості було встановлено, що за показником «нафтопродукти» поверхневі води басейну р. Дністер є чисти-

ми та характеризуються "нешкідливим" ступенем забрудненості (перша категорія).

За амонійним азотом на двох пунктах спостереження – № 24 та № 26 ступінь забруднення вод р. Лядова та р. Русава був "нешкідливим". "Малий" ступінь забрудненості характерний для створів № 27 та № 28, розміщених на р. Мурафа. "Припустимим" ступенем забрудненості слід охарактеризувати води р. Дністер в с. Козлово (пункт спостереження № 20). Нижче за течією річки Дністер у створах № 21, № 22 ситуація погіршується і ступінь забрудненості річкових вод стає "істотним".

За показником БСК<sub>5</sub> тільки на одному з контрольних пунктів спостереження за станом річкових вод відмічався "нешкідливий" ступінь забруднення - це був створ № 20 (р. Дністер, с. Козлово). Води р. Мурафа біля с. Станіславчик (пункт № 27) характеризувалися "припустимим" ступенем забрудненості. "Істотний" рівень забруднення річкових вод відмічався в створах № 21, № 22, № 24. Найбільш "інтенсивно" забрудненими виявились води р. Лядова в с. Яришів (створ № 24) та р. Мурафа в м. Ямпіль (створ № 28).

Аналізуючи результати оцінки ступеня забрудненості річкових вод басейну р. Дністер за методикою інтегральної оцінки забрудненості, слід зазначити, що в 2013 р. в межах басейну цієї річки у Вінницькій області стан забрудненості змінювався від "нешкідливого" до "інтенсивного". Факт того, що в аналізі були застосовані п'ять з шести можливих категорій оцінок ступеня забрудненості, свідчить

про вдалу атестаційну шкалу, запроповану дослідниками.

#### 4. ВИСНОВКИ

Результатами оцінки якості вод басейну р. Дністер на транскордонних ділянках є присвоєні їм "задовільна" та "погана" (за середнім та максимальним екологічними індексами) характеристики стану та "забруднені" і "брудні" кваліфікації ступеня чистоти за Методикою екологічної оцінки якості

поверхневих вод за відповідними категоріями. За Методикою інтегральної оцінки забрудненості водотоків в межах басейну р. Дністер у Вінницькій області стан забрудненості змінювався від "нешкідливого" до "інтенсивного". Це свідчить про значне забруднення річкових вод Дністровського басейну.

Таблиця 5 - Результати інтегральної оцінки забрудненості вод басейну р. Дністер в межах Вінницької області в 2013 р.

Характеристика пунктів спостереження	Словесна оцінка ступеня забруднення		
	Амоній-іон	БСК <sub>5</sub>	Нафтопродукти
р. Дністер, ств. 20, с. Козлово	Припустимий	Нешкідливий	Нешкідливий
р. Дністер, ств. 21, м. Могильов-Подільський	Істотний	Істотний	Нешкідливий
р. Дністер, ств. 22, с. В.Кісниця	Істотний	Істотний	Нешкідливий

Продовження табл. 5

Характеристика пунктів спостереження	Словесна оцінка ступеню забруднення		
	Амоній-іон	БСК <sub>5</sub>	Нафтопродукти
р. Лядова, ств. 24, с. Яришів	Нешкідливий	Істотний	Нешкідливий
р. Русава, ств. 26, м. Ямпіль	Нешкідливий	Інтенсивний	Нешкідливий
р. Мурафа, ств. 27, с. Станіславчик	Малий	Припустимий	Нешкідливий
р. Мурафа, ств. 28 м. Ямпіль	Малий	Істотний	Нешкідливий

Для поліпшення екологічного стану річок басейну необхідно проводити комплексний моніторинг стану річок, встановлювати ГДС з урахуванням пріоритетних показників якості води, підвищувати культуру землі та водокористування у водозбірних басейнах. Першочергове виконання цих заходів повинно бути в частинах басейну, що характеризуються найгіршою якістю.

Екологічне оздоровлення річкових басейнів повинно бути одним із найважливіших пріоритетів державної водної політики, основною метою якої має бути відновлення і забезпечення сталого функціонування річкових екосистем, якісного водопостачання, екологічно безпечних умов життєдіяльності населення і господарської діяльності та захисту

водних ресурсів від забруднення й виснаження. Велике значення для підтримки стійкого екологічного стану річок має роз'яснювальна робота, спрямована на пропаганду серед населення необхідності охорони річок від забруднення.

Вирішення цих задач можливе лише на міждержавному рівні із залученням механізмів у рамках проекту Єврорегіон «Дністер». Ці механізми працюють [6], що рано чи пізно буде сприяти здійсненню програм комплексного гармонізованого розвитку території, прилеглих до річки Дністер.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Управление бассейном трансграничного Днестра в условиях нового бассейнового договора. Кишинев: Eco-TIRAS, 2013. – 508 с.
2. Єврорегіон "Дністер" / Офіційний сайт Вінницької обласної ради [http://www.vinrada.gov.ua/evroregion\\_dnister.htm](http://www.vinrada.gov.ua/evroregion_dnister.htm)
3. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / Романенко В.Д., Жукинський В.М., Оксіук О.П. та ін.. – К.: Символ-Т, 1998. – 28 с.
4. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод: [підручн.] / С.І. Сніжко. - К.: Ніка- Центр, 2001. – 264 с.
5. Мусаелян С.М. Водные ресурсы Армянской ССР (использование, охрана, экономика). – Ереван: Изд-во Ереванского государственного университета, 1989. – 126 с.
6. Слесаренко С. Участь громадськості в розробці басейнової політики щодо штучних водойм в басейні Дністра / С. Слесаренко, Л. Гричулевич // Управление бассейном трансграничного Днестра в условиях нового бассейнового договора: материалы Междунар. конф. - Кишинев, 20–21 сент. 2013 г. / ред. И. Тромбицкий. – Кишинев: Eco-TIRAS, 2013. – С. 392–396.

## REFERENCES

1. *Upravlenie basseynom transgranichnogo Dnestra v usloviyakh novogo basseynovogo dogovora* [Management of Transboundary Dniester River Basin under the new contract]. Kishinev: Eco-TIRAS, 2013. 508 p.
2. *Yevrorehion "Dniester" Ofitsiynny sayt Vinnyts'koyi oblasnoyi rady* [Euroregion "Dniester". The official site of Vinnitsa Regional Council]. [http://www.vinrada.gov.ua/evroregion\\_dnister.htm](http://www.vinrada.gov.ua/evroregion_dnister.htm)
3. Romanenko V.D., Zhukyns'kyi V.M., Oksiyuk O.P. *Metodyka ekolohichnoyi otsinky yakosti poverkhnevyykh vod za vidpovidnyimi katehoriyamy* [Methods of environmental assessment of surface water quality at the appropriate categories]. Kyiv: Symvol-T, 1998. 28 p.
4. Snizhko S.I. *Otsinka ta prohnozuvannya yakosti pryrodnykh vod* [Assessing and predicting the quality of natural waters]. Kyiv: Nika-Tsentr, 2001. 264 p.
5. Musaelyan S.M. *Vodnye resursy Armyanskoy SSR (ispol'sovanie, zaschita, ekonomika)* [Water resources of the Armenian SSR (use, protection, economics)]. Yerevan: The Yerevan State University Publ., 1989, 126 p.
6. Slesarenok S. *Uchast' hromads'kosti v rozrobtci baseynovoyi polityky shchodo sztuchnykh vodoym v baseyni Dnistra* [Public participation in the development of policy on artificial basin of water in the basin of the Dniester]. *Materialy Mezhdunar. konf.* [Materials Internat. Conf.]. Kishinev: Eco-TIRAS, 2013, pp. 392–396. (Ed.: Trombitskiy I.).

## CURRENT SITUATION OF WATER QUALITY DNIESTER RIVER BASIN IN TRANSBOUNDARY AREAS

A.V. Kolisnyk, PhD

*Odessa State Environmental University*  
15 Lvivska str., Odessa, 65016, Ukraine, kolesnik\_od@mail.ru

*Introduction.* Today there are significant problems of transboundary pollution of the Dniester River basin in Ukraine, including within the Vinnitska oblast.

*Purpose.* The aim is to assess the current state of the watercourses of the Dniester River basin in transboundary areas with the Republic of Moldova, within the Vinnitska oblast by 2013.

*Methods.* Evaluation of current watercourses quality in Dniester basin was performed based on the Methodology of environmental assessment of watercourses quality for the relevant category and on the Methods integrated assessment of groundwater contamination.

*Results.* The results of water quality evaluation of the river Dniester basin in cross-border areas are assigned to them "satisfactory" and "bad" (the average and maximum environmental indices) features state and "dirty" and "dirty" qualifications purity by the Method of environmental assessment of watercourses quality in the relevant categories. By the Method of integral estimation of water courses contamination within the basin of river Dniester in Vinnitska oblast contamination status changed from "harmless" to "intensive". This shows a significant contamination of the river Dniester water basin.

*Conclusion.* In order to improve the ecological state of the river basin it is necessary to conduct comprehensive monitoring of rivers, set GDS the priority given indicators of water quality, improve the culture of land and water use in watersheds. Priority execution of these measures should be in parts of the basin, charac-

terized by the worst quality. Improvement of the situation with river Dnister basin in the cross-border region with Republic of Moldova should only be done on the state level with help of Euroregion "Dniester" initiative.

**Keywords:** quality of water, transfrontal contamination, methodology of estimation of quality

## **СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КАЧЕСТВА ВОД БАСЕЙНА РЕКИ ДНЕСТР НА ТРАНСГРАНИЧНЫХ УЧАСТКАХ**

**А.В. Колесник**, к.геогр.н.

*Одесский государственный экологический университет  
ул. Львовская, 15, Одесса, 65016, Украина, kolesnik\_od@mail.ru*

В статье исследовано современное состояние качества вод бассейна реки Днестр на трансграничных участках в пределах Винницкой области по Методике экологической оценки качества поверхностных вод по соответствующим категориям и Методике интегральной оценки загрязненности водных объектов. Обнаружено, что поверхностные воды Днестровского бассейна значительно загрязнены. Экологическое оздоровление речного бассейна в пределах трансграничных участков с Республикой Молдова необходимо реализовывать на межгосударственном уровне с привлечением механизмов в рамках проекта Еврорегион «Днестр».

**Ключевые слова:** качество воды, трансграничное загрязнение, методика оценки качества воды.

*Дата першого подання: 26.09.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 09.10.2015*

*Дата публікації статті: 26.11.2015*



УДК556.5.531:

## ВИЗНАЧЕННЯ ПРИХОДНИХ СКЛАДОВИХ ВОДНОГО БАЛАНСУ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА

О.С. Корягіна, аспірант

Одеський державний екологічний університет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одеса, Україна, koria2008@rambler.ru

В статті розглядаються складові приходної частини водних балансів Каховського водосховища, яке є шостим об'єктом у каскаді Дніпровських гідроелектростанцій з річним регулюванням стоку р.Дніпро. Використані матеріали спостережень за період з 1955 по 2010 роки, включно.

Ключеві слова: водосховище, водний баланс, річковий стік, опади, напір, витрата води.

### 1. ВСТУП

Важливою передумовою раціонального природо-користування, дотримання принципів сталого розвитку є достовірна оцінка водного балансу регіону, яка полягає у визначенні співвідношення кількості опадів, поверхневих і підземних вод, їх відтоку за межі регіону, величини випаровування, а також використання водних ресурсів.

### 2. ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ

Державний комітет СРСР з гідрометеорології та контролю навколишнього середовища ще у 1981 році видав книгу «Методы изучения и расчета водного баланса» за редакцією В.С. Вуглинського, Г.С. Клейна, І.Н. Образцова, О.О. Соколова [1]. В ній розглянуті методи водобалансових досліджень і наведені розрахунки стосовно різних водних об'єктів і територій та різних розрахункових періодів, надається їх аналіз. Розглядаються прикладні аспекти вивчення водного балансу річкових водозборів, озер, водосховищ, меліорованих земель, надається кількісна оцінка складових водного балансу та водних ресурсів території колишнього Радянського Союзу і земної кулі в цілому.

В 1991 р. В.С. Вуглинський [2] опублікував монографію «Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР», в якій розглянуті методичні підходи щодо розрахунків основних складових водного балансу водосховища та низки гідрометеорологічних величин, а також питання взаємозв'язку компонентів водних балансів. Також автор запропонував методи оцінки впливу водосховищ на водні ресурси річок та надав рекомендації щодо змін річного стоку в майбутньому.

За кордоном складові водного балансу та водних ресурсів розглядалися в працях W.R. Bidlake, P.F. Boetcher(USA, Washington, 1996) [3], Loren Lloyd Wehmeyer (The University of Iowa, 2008) [4], Bengtsson L. (UK, 2012) [5] та ін.

### 3. ОПИС ОБ'ЄКТА ТА МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

Каховське водосховище є шостою сходинкою у каскаді Дніпровських гідроелектростанцій та охоплює Дніпропетровську, Запорізьку і Херсонську об-

ласті. Площа водозбору становить 482000 км<sup>2</sup>, а площа водного дзеркала самого водосховища дорівнює 2155 км<sup>2</sup>, довжина його – 230 км, максимальна та середня глибини – 36 і 8,4 м, відповідно. Потужність при розрахунковому напорі дорівнює 12,6·10<sup>8</sup> кДЖ/год. Середньорічний виробіток енергії становить 5,11·10<sup>12</sup> кДЖ/год. Мінералізація води у водосховищі знаходиться на рівні 253-433 мг/дм<sup>3</sup>. Каховське водосховище здійснює річне регулювання стоку та використовується для енергетики, водопостачання, зрошення, судноплавства, рибного господарства.

У водосховищі виділяють п'ять ділянок (рис.1). Перша з них (від м.Нова Каховка до с.Бабіно) – пригреблева, найбільш глибока зона шириною 5-6 км, глибиною – від 13 до 25 м, а інколи й 36 м. Площа першої ділянки становить 495 км<sup>2</sup>.

Друга ділянка (від с.Бабіно до м.Нікополь) шириною 8-15 км, переважні глибини – 10-12 м. Площа цієї ділянки становить 532 км<sup>2</sup>.

Третя ділянка (від м.Нікополь до с.Верхня Тарасівка) шириною від 8 до 16 км з глибинами 8-10 м. Площа третьої ділянки становить 365 км<sup>2</sup>. Гідрологічний режим другої та третьої ділянок – перехідний від річкового до озероподібного.

Четверта ділянка (від с.Благовіщенка до с.Плавні) – заплавна, відокремлена від руслової – п'ятої ділянки – піщаним пасмом і має вигляд мілководного озера з переважними глибинами 3-5 м. Велика площа четвертої ділянки має глибини близько 1 м. Це район колишніх Кінських заплав. Площа четвертої ділянки становить 690 км<sup>2</sup>.

Руслова – п'ята – ділянка розташована від с.Верхня Тарасівка до с.Розумовка. Площа п'ятої ділянки становить 73 км<sup>2</sup>.

Складові водного балансу Каховського водосховища для зручності представлені у вигляді:

“Приходна частина” – “Витратна частина” –  
“Акумуляція” = ± “Нев'язка”

Приходну частину водного балансу Каховського водосховища можна представити у такому вигляді:

“Приходна частина” =  $P_o + P_n + P_r + X + P_c$ ,



Рис. 1 – Каховське водосховище та його ділянки

де  $P_o$  – поверхневий приплив води у водосховище по р.Дніпро через споруди ДГЕС ім.Леніна;

$P_n$  – перекачка води у водосховище з річок, перекритих дамбами;

$P_p$  – поверхневий приплив води у водосховище з площ, неохоплених виміром стоку (бічний приплив);

$X$  – атмосферні опади на дзеркало водосховища;

$P_c$  – приплив у водосховище промислових та побутових стічних вод.

Основний поверхневий приплив води у Каховське водосховище ( $P_o$ ) включає:

- стік через турбіни ДГЕС ім. Леніна;
- стік через Запорізькі судноплавні шлюзи;
- фільтраційні витіки на шлюзах;
- холості скиди через водозливну греблю.

В основу розрахунку стоку через турбіни ДГЕС ім.Леніна покладена залежність

$$q = f(H), \quad (1)$$

де  $q$  – питома витрата води,  $\text{м}^3/(3,6 \cdot 10^6 \text{ кДж/год})$ ,

$H$  – напір води в турбінах ГЕС, м.

Залежність вигляду (1) встановлена на основі заводської універсальної характеристики поворотноголопатевої турбіни ПЛ40-В-680 та генератора, коефіцієнти корисної дії (ККД) яких визначаються за залежностями  $\eta_T = f(N_T, H)$  та  $\eta_G = f(N_a, \cos \varphi)$  при  $\cos \varphi = 0,8$ , де  $N_T, N_a$  – потужність турбіни та генератора, відповідно. Високі стабільні ККД турбіни та генератора у великому діапазоні навантажень (понад 216 Дж/год) дають змогу ККД блоку прийняти постійним  $\eta_{\text{бл}} = \eta_T \cdot \eta_G = 0,92$  та визначити лінійну залежність  $q = f(H)$ , перетворивши її на лінійну функцію  $K = f(H)$ ,

$$\text{де } K = \frac{1000 \cdot q}{86400}, \quad (\text{м}^3/(\text{с} \cdot (3,6 \cdot 10^9 \text{ кДж/год}))).$$

Розрахунок стоку через турбіни ДГЕС ім.Леніна виконується технічним відділом ГЕС. Для кожного агрегату за його добовою виробкою активної енергії ( $A_a$ ,  $3,6 \cdot 10^6 \text{ кДж/год}$ ) та часом його роботи у генераторному режимі ( $T_a$ , год) обчислюється середня потужність ( $N_a$ ,  $3,6 \cdot 10^6 \text{ кДж/год}$ )

$$N_a = \frac{A_a}{T_a} \cdot 10^{-3}. \quad (2)$$

Напір води в турбінах ГЕС ( $H$ , м) береться однаковим для всіх агрегатів і розраховується як середнє зі щогодинних значень різниці рівнів верхнього та нижнього б'єфів за час роботи ГЕС в режимі генератора. Для кожного агрегату визначається питома витрата води за залежністю  $q = f(N_a, H)$ , а потім розраховується середнє значення витрати води ( $Q_{\text{сеп}}$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ) та об'єм стоку через всі турбіни ДГЕС за добу

$$W_T = Q_{\text{сеп}} \cdot \sum A_a, \quad (3)$$

де  $W_T$  – об'єм стоку через турбіни ДГЕС,  $\text{м}^3$ ;

$\sum A_a$  – сумарний виробіток активної енергії ДГЕС за добу, ( $3,6 \cdot 10^6 \text{ кДж/год}$ ).

Середня добова витрата води ( $Q_T$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ) через турбіни розраховується за виразом

$$Q_T = \frac{W_T}{86400}. \quad (4)$$

Врахування стоку через шлюзи здійснюється дис-

петчерською службою. В наш час в м.Запоріжжя діє два судноплавні шлюзи: старий (трикамерний) та новий (однокамерний). Об'єми стоку через шлюзи розраховуються за залежностями:

– для трикамерного шлізу

$$W_c = \omega \cdot \frac{H}{3} \cdot n; \quad (5)$$

– для однокамерного шлізу

$$W'_c = \omega' \cdot H \cdot n, \quad (6)$$

де  $W_c, W'_c$  – об'єм стоку через шлюз за добу для трикамерного та однокамерного шлюзів, відповідно,  $m^3$ ;

$\omega, \omega'$  – площа камери трикамерного та однокамерного шлюзів,  $m^2$ ;

$H$  – середньодобовий напір води в турбінах ГЕС,  $m$ ;

$n$  – кількість злитих призм за добу, шт.

Середньодобова витрата води ( $Q_c, m^3/c$ ) через шлюзи розраховується за формулою

$$Q_c = \frac{W_c + W'_c}{86400}. \quad (7)$$

До визначеної величини витрат води  $Q_c$  додається витрата витоків через щільності затворів шлюзів  $Q_\phi = 0,8 m^3/c$  (70 тис.  $m^3/d$ ).

Всі споруди та береги ДГЕС ім.Леніна – бетонні, складені гранітами на скельній основі, тому фільтрація в створі гідровузла практично відсутня. Витікання через щільності закритих направлених апаратів турбін і затворів водозливних отворів в розрахунках стоку не враховуються через їх невелику величину (менше ніж  $1-3 m^3/c$ ).

Перекачки води в Каховське водосховище ( $Пп$ ) здійснюються на трьох станціях (рис.1), які зосереджені в центрі водосховища – на межі другої та третьої ділянок. Об'єми перекачок враховуються на насосних станціях за продуктивністю та кількістю

годин роботи насосних агрегатів або за затратами електроенергії на перекачку води.

Поверхневий приплив води у Каховське водосховище ( $Пр$ ) формується на площі  $18600 km^2$  – різниця площ водозборів Дніпра між створами Каховської ГЕС та ДГЕС ім.Леніна, з якої  $2150 km^2$  припадає на площу водного дзеркала Каховського водосховища та близько  $2000 km^2$  – на безстічні області («поди»).

Посушливий клімат та рівнинний рельєф досліджуваної території зумовлюють формування незначної частки бічного припливу (норма річного стоку не перевищує  $1 dm^3/(c \cdot km^2)$ ). На площі близько  $46\%$  площі водозбору Каховського водосховища бічний приплив безпосередньо враховується на насосних станціях перекачки води з річок Томаковка, Білосірка та Базавлук, а з  $54\%$  площі – розраховується за методом аналогії. В якості аналогів беруться річки: Вовча-смт Васильківка ( $F=11600 km^2$ ); Гайчур-с.Андріївка ( $F=2100 km^2$ ); Мокрі Яли-х.Грушевський ( $F=2660 km^2$ ); Мала Терса-с.Троїцьке ( $F=750 km^2$ ); Мокра Сура-смт Кринички ( $F=389 km^2$ ); Конка-м.Пологи ( $F=353 km^2$ ) (рис.2).

Для кожної з річок визначаються середньомісячні значення модулів стоку ( $q, dm^3/(c \cdot km^2)$ ), а потім середнє з отриманих величини ( $q_{сер}$ ). Витрата води та об'єм розрахункового бічного припливу з площ, не охоплених вимірами стоку, визначаються за залежностями  $Q_p = 7,82 \cdot q_{сер}, m^3/c$  та  $П_p = 86400 \cdot n \cdot Q_p, m^3$ , де  $n$  – кількість діб у місяці.

На півдні України опади випадають переважно у вигляді злив і вкрай нерівномірно розподіляються по площі [6]. В таких випадках точність визначення середнього шару опадів на водне дзеркало водосховища багато в чому залежить від густоти опадовимірної мережі.

В такому разі для розрахунку середнього шару опадів використовуються, крім даних опадовимірної мережі гідрометслужби, ще й результати спостережень відомчих агрометпостів, розташованих поблизу водосховища.



Рис. 2 – Карта-схема розташування річок-аналогів

На водозборі Каховського водосховища розташовані 5 гідрометеорологічних постів та 3 гідрометеорологічні станції (рис.1).

Середній шар опадів розраховується окремо для лівого та правого берегів Каховського водосховища, як середньоарифметичне з даних спостережень постів і станцій; за кінцевий результат береться середнє з двох величин.

Надходження до водосховища промислових і побутових стічних вод (*Пс*) пов'язане головним чином із Запорізькою ГРЕС і м.Запорожжя. Скиди Запорізької ГРЕС становлять більше 3 км<sup>3</sup> за рік (85-90 % всіх скидів). Забір води на водопостачання м.Запоріжжя здійснюється в основному з водосховища ім.Леніна, а промислові та побутові стоки міста скидаються в Каховське водосховище. Крім того, у водосховище скидаються стічні води міст Дніпрорудний, Нікополь, Берислав та деяких населених пунктів і промислових підприємств. В останні роки величина припливу стічних вод стабілізувалася і становить (крім скидів Запорізької ГРЕС) приблизно 0,4 км<sup>3</sup> на рік, що зумовлено переведенням частини підприємств на зворотне водопостачання.

Об'єм скидання стічних вод у водосховище частково враховується водокористувачами, а частково визначається по забору води (береться в розмірі 60-80 % від величини водозабору).

#### 4. АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ

Як зазначалось вище, на Каховському водосховищі проводяться спостереження за опадами на 3 метеостанціях та 5 метеопостах. На рис.3 наводиться залежність середніх величин опадів, визначених між цими постами та метеостанціями.

Як видно з рис.3, для підрахунку кількості опадів, що випадають на акваторію Каховського водосховища, можна використовувати дані лише 3 метеостанцій, замість 8 метеопунктів, що спрощує збір інформації про опади та розрахунок їх випадіння на водну поверхню водосховища.

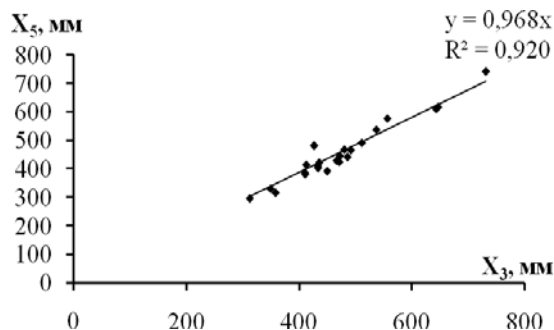


Рис. 3 – Залежність кількості опадів між станціями та постами на Каховському водосховищі

На наш погляд, найбільш ненадійно визначається складова бічного припливу в Каховське водосховище.

Бічний прилив (*Пр*) відбувається за рахунок річок, що впадають у водосховище, тимчасових водотоків, струмків, просочування крізь ґрунти, що в свою чергу ускладнює їх врахування в балансі водосховища. В Каховське водосховище впадає р. Конка ( $F=353 \text{ км}^2$ ), яка знаходиться на п'ятій (мілководній) ділянці біля греблі ДГЕС ім.Леніна.

Основним джерелом живлення тимчасових водотоків та р. Конка є атмосферні опади. Нами побудовано залежність між річними витратами води р.Конка та шаром опадів за період з 1991-2010 рр. (рис. 4).

Коефіцієнт кореляції отриманої залежності становить 0,50, тобто тренд є значущим.

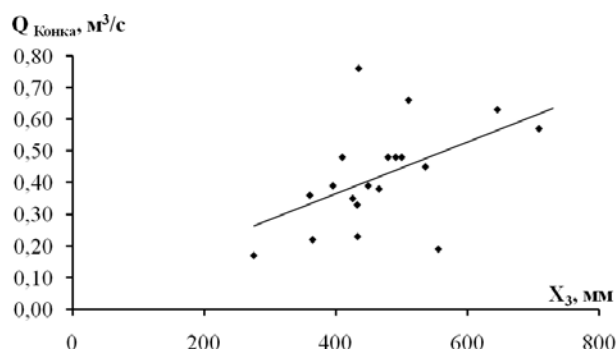


Рис. 4 – Залежність між витратами води р.Конка та шарами опадів, що випали на акваторії Каховського водосховища

Це дає можливість використовувати цю залежність для визначення величини бічного припливу в Каховське водосховище.

У статті запропоновано дещо нову методику визначення бічного припливу, а саме:

1. За даними спостережень по 3 метеостанціях побудована крива забезпеченості річних опадів (рис.5).
2. Використовуючи карту норми стоку та таблиці СНіП 2.01.14-83, в залежності від забезпеченості року визначається модуль стоку,  $q_{p\%}$ :

$$q_{p\%} = q_{сер} \cdot k_{p\%}, \quad (8)$$

де  $q_{сер}$  – середній багаторічний модуль стоку  $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ , який визначається по картах-додатках СНіП 2.01.14-83;

$k_{p\%}$  - модульний коефіцієнт забезпеченості року за опадами  $P \%$ , яка визначається за допомогою рис.5 по величині річних опадів  $X$ .

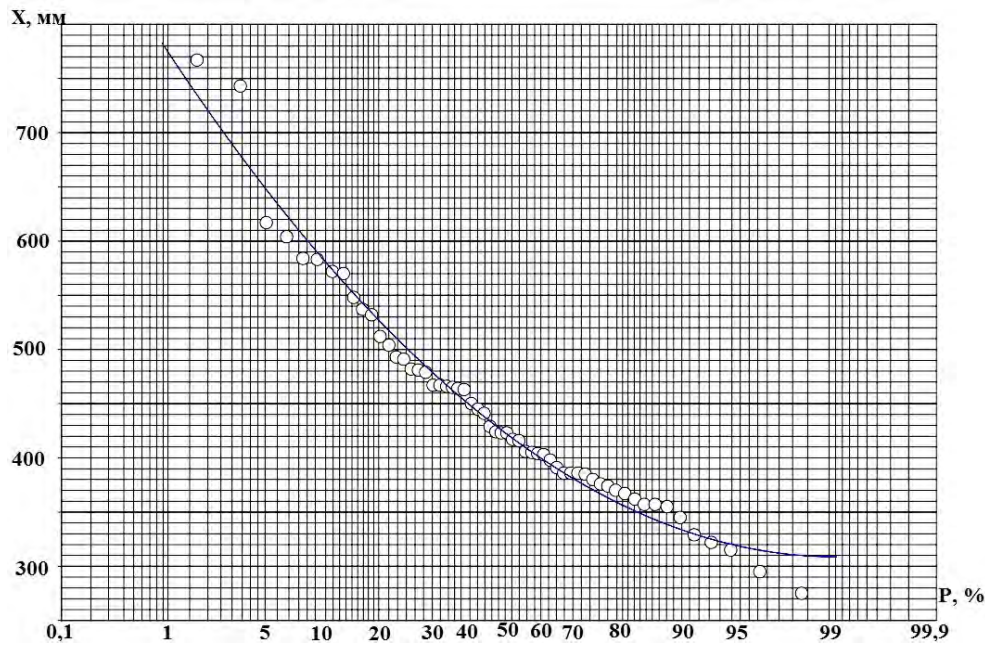


Рис. 5 – Крива забезпеченості річних опадів

3. Витрата води  $Q_{p\%}$  дорівнює

$$Q_{p\%} = q_{p\%} \cdot F \cdot 10^{-3}, \quad (9)$$

де  $F$  – площа водозбору Каховського водосховища,  $\text{км}^2$ .

4. Об'єм бічного припливу становить:

$$Pr_{p\%} = 86400 \cdot n \cdot Q_{p\%} \cdot 10^{-6}, \quad (10)$$

де  $n$  – кількість днів у місяці.

водохранилищ СССР: [монографія] / В.С. Вуглинский. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 221 с.

3. Bidlake W.R., Boetcher P.F. *Near-surface water balance of an undeveloped upland site in west-central Florida*. United States government printing office. Washington, 1996. 46 p.
4. Loren Lloyd Wehmeyer. *Historical water balance quantification: Development of a new methodology using selected watersheds in Iowa as test beds*. ProQuest LLC, 2008. 217 p.
5. Bengtsson L. *Encyclopedia of lakes and reservoirs*. London: Springer, 2012. 953 p.
6. Клімат України / [Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М.]; за ред. В.М Ліпінського. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

## 5. ВИСНОВКИ

На основі викладеного можна зробити такі висновки:

1. Для розрахунку об'ємів опадів, що випадають на поверхню Каховського водосховища, можна використовувати дані 3 метеостанцій, які рівномірно розміщені по акваторії Каховського водосховища.

2. Бічний приплив водосховища та надходження води з малих річок пропонується здійснювати, використовуючи карти норми річного стоку та криву забезпеченості річних опадів у межах Каховського водосховища.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Методы изучения и расчета водного баланса. / [Вуглинский В.С., Клейн Г.С., Образцов И.Н., Плиткин Г.А., Соколов А.А., Федоров Н.Н.]; под ред. О.Н. Потапова. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 394 с.
2. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных

## REFERENCES

1. Vuglinskiy V.S., Klejn G.S., Obrazcov I.N., Plitkin G.O., Sokolov A.A., Fedorov N.N. *Metody izuchenija i rascheta vodnogo balansa* [Methods of study and calculation of water balance]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981, 394 p. (Ed.: Potapov O.M.).
2. Vuglinskiy V.S. *Vodnye resursy i vodnyj balans krupnyh vodohranilishh SSSR* [Methods of study and calculation of water balance]. Leningrad, 1991. 221 p.
3. Bidlake W.R., Boetcher P.F. *Near-surface water balance of an undeveloped upland site in west-central Florida*. United States government printing office. Washington, 1996. 46 p.
4. Loren Lloyd Wehmeyer. *Historical water balance quantification: Development of a new methodology using selected watersheds in Iowa as test beds*. ProQuest LLC, 2008. 217 p.
5. Bengtsson L. *Encyclopedia of lakes and reservoirs*. London: Springer, 2012. 953 p.
6. Lipins'koho V.M., Dyachuka V.A., Babichenko V.M. *Klimat Ukrayiny* [Climate Ukraine]. Kiev: Rayevs'koho, 2003, 343 p. (Ed.: Lipins'koho V.M.).

## **DETERMINATION OF CONSTITUENTS RECEIPT KAKHOVKA RESERVOIR WATER BALANCE**

**O.S. Koryagina**, graduate student

*Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska, 65016, Odessa, Ukraine, koria2008@rambler.ru*

The study of the reservoirs is of great scientific interest and is of practical importance for the solution of problems of rational use and protection of water resources. The paper describes the latest reservoir in the cascade of Dnipro Kakhovka Reservoir and its component of water balance. The methods of determining the components of the water balance that were once offered the Kakhovka hydro-meteorological observatory are submitted. Great attention is drawn to the surface flow of water into the reservoir from unexplored rivers, which is determined by the method of analogy. The probable error of this method, in turn, is equal to for monthly values 30-50% and annual – 10-20%. So, there is provided somewhat different a method for determining the surface flow using the curve of security component amount of annual precipitation, maps of the norm runoff and tables SNiP 2.01.14.83. The proposed method simplifies and accelerates the process of calculating the amounts of surface water flow in unexplored rivers to Kakhovka reservoir.

**Keywords:** reservoir, water balance, river runoff, precipitation, pressure water flow.

## **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИХОДНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА КАХОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА**

**Е.С. Корягина**, аспирант

*Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, koria2008@rambler.ru*

Изучение водохранилищ представляет большой научный интерес и имеет важное практическое значение для решения проблемы рационального использования и охраны водных ресурсов. В работе описываются последнее в Днепровском каскаде Каховское водохранилище и составляющие его водного баланса. Рассматриваются методы определения составляющих приходной части водного баланса, которые были в свое время предложены Каховской гидрометеорологической обсерваторией. Значительное внимание обращено на поверхностный приток воды в водохранилище с неизученных рек, который определяется по методу аналогии. Вероятная погрешность этого метода, в свою очередь, оценивается для месячных значений в 30-50 %, а для годовых – в 10-20 %. Поэтому предложен несколько иной метод определения данной составляющей по кривой обеспеченности суммы годовых осадков, картам нормы стока и таблицам СНиП 2.01.14.83. Предложенный метод упрощает и ускоряет процесс расчета объемов поверхностного притока воды с неизученных рек в Каховское водохранилище.

**Ключевые слова:** водохранилище, водный баланс, речной сток, осадки, напор расход воды.

*Дата первого подання.:26.09.2015  
Дата надходження остаточної версії : 18.11.2015  
Дата публікації статті : 26.11.2015*

УДК 551.464+557.465

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ УСТОЙЧИВОСТИ СЛОИСТЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТИ  
РЕКА-МОРЕ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА)****С.И. Бардан<sup>1</sup>**, канд.биол.н.,  
**Б.Н. Долгонос<sup>2</sup>**, д-р техн. н. ,  
**Н.Г. Сербов<sup>3</sup>**, канд. геогр. н.<sup>1</sup>Мурманский морской биологический институт,  
ул. Владимирская, 17, 183010, Мурманск, Россия, bardan@gmail.com,<sup>2</sup>Институт водных проблем,  
ул. Губкина, 3, 101000, Москва, Россия, borismd@aqua.laser.ru,<sup>3</sup>Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, serbov@odeku.edu.ua

Рассматривается процесс переноса растворенных солей в зоне смешения река–море на начальных стадиях смешивания. С использованием уравнения конвективно-диффузионного переноса примесей с переменным коэффициентом диффузии, выполнен анализ процессов для окрестностей поверхностей раздела растворов. По аналитическому решению, градиентные микротечения поперек оси удлинения образуют двухстороннюю прослойку гидродинамического запирающего слоя, с эффектом блокирования диффузионного переноса ионов, что способствует сохранению и устойчивости слоистых структур. Представлены результаты натурных измерений для Кольского залива, подтверждающие теоретические выводы. Ламеллярная структура формируется в зонах начального контакта вод разного генезиса, откуда выходит устойчивый пучок изогалин 10–33‰, который распространяется вдоль слоя с изогалиной 24,7‰, расширяясь с сильным замедлением при устойчивом угле наклона этой границы, раздела области река–море.

**Ключевые слова:** область река–море, слоистые структуры, конвективно-диффузионный перенос, торможение диффузионного переноса, гидродинамический запирающий слой, фрактальный рельеф.

**1. ВВЕДЕНИЕ**

Устойчивые структуры ламеллярного типа (слоистые) в прибрежных водах формируются везде, где приток материковых вод является достаточным для устойчивого воспроизводства образующихся растворов [1–5]. В верхней части зон смешения проходит снос осолоняемых вод в сторону моря (стоковые течения), в нижней части — компенсационный перенос частично опресняемых морских вод из прибрежной зоны (противотечение) [1,4–7]. Упорядоченные в деятельном слое моря по плотности [2,4,6], растворы разных степеней разбавлений морских вод образуют сложную систему каскадной трансформации примесей в зоне смешения вод разного генезиса [8]. По форме слоистого пакета смесей такие системы называют *laminated structure in the mixing zone of river and marine water* (по межд. термин., *англ*) или ламеллами зоны смешения река–море. В целом, всю область принято рассматривать как ступенчатую, многослойную структуру [4,5,9,10]. По материалам прямых наблюдений, подсистемы в зоне смешения выявляются по вертикальному распределению образуемых смесей: плотности ( $\sigma$ ), температуре ( $T_w$ ) и солёности ( $S$ ) [4].

Расслоение водной толщи с образованием много-

численных и устойчивых поверхностей разделов, только одна из характерных особенностей данных зон [1,11]. Благодаря различиям физико-химических свойств разных разбавлений морских вод, разнообразные формы трансформации веществ, проходят в смежных слоях ламелл, в пределах одного и того же сечения перпендикулярного оси сноса стоковым течением [12–15]. Специфические свойства отдельных прослоек зоны смешения, формируются под влиянием концентрационных разностей морских солей-полиэлектролитов в смежных парах растворов [2,4,8,16]. Под их влиянием, в разных прослойках ламелл проходит, как формирование условий, так и физико-химические процессы изменения миграционных форм примесей в составе смесей [3,11,15]. Особо выделим, что такие изменения сопровождаются практически полным самоочищением от большинства миграционных форм, не наблюдаемых в геохимическом классе морских растворов [8]. Общая эффективность этих процессов достигает 98–99% [2], что распространяется и на антропогенные загрязнения. Такие явления приводят к ряду последствий, имеющих важное геохимическое и экологическое значение для всей прибрежной зоны моря [2,7,8,13].

Помимо гравитационной (механической седимен-

тации), самоочищение водной среды в ламелле река-море связано с вкладом множества других, тесно сопряженных в пределах слоистых структур, процессов [7,11,12,15]. Анализ экспериментальных данных показывает, что большинство явлений развиваются по степенной кинетике [15,17-19]. Развитие таких процессов в областях река-море связано с образованием множества барьерных обстановок в прослойках ступенчатых структур [12-18]. По данным наблюдений, в составе ламелл зоны смешения устойчиво формируется каскадная система сопряженных физико-химических (ФХБ), биологических и биогеохимических барьерных обстановок [2, 8-10,12,16]. При этом каскады ФХБ воспроизводят слоистую структуру зоны смешения и характерную для нее упорядоченность промежуточных растворов [6,12-15]. По тем же причинам каскады являются четко ориентированными в горизонтальной и вертикальной плоскости: любые типы барьеров вытянуты по направлению сноса контактирующих вод и упорядочены по плотности в толще зоны смешения [12-15,17-18]. Совокупность растворов ламелл и существующие в них концентрационные разности морских солей-полиэлектролитов, поддерживают стабильность барьерных обстановок на каскадах ФХБ, выполняя по отношению к ним, функции физической опоры и инициатора физико-химических процессов, массивно протекающих в этих областях [9,10,12,13].

Экспериментальные или теоретические исследования начальных стадий смешения вод разного генезиса, в результате которого для целого класса водных объектов формируются устойчивые слоистые структуры [1,2,5,7 и др.], в литературе носят единичный характер [19]. Сходная ситуация обстоит с исследованием сопряженных с зоной смешения каскадов ФХБ, определяющих интенсивность самоочищения водной среды от загрязнений. Совместно это определяет низкую изученность процессов для областей река-море [9,10,14]. Для промежуточных растворов из зоны смешения считают, что приливные течения и интенсивное ветро-волновое воздействие приводят к их быстрому перемешиванию. Ламеллы эстуарных зон и прибрежной области, даже в условиях субарктических морей России, устойчиво воспроизводятся и функционируют круглогодично, включая длительный период при минимальном объеме притока пресных вод материка [6,9-11,20]. При этом время обновления смешанных вод охватывает диапазон от нескольких часов до  $10^2$  суток [1,7,13]. Сама проблема выявления физических механизмов устойчивости слоистых структур зоны смешения, до настоящего времени, не получила должного освещения. С другой стороны, процессы, сопровождающие образование поверхностей раздела зоны смешения по ходу их сноса в море, следует рассматривать как стационарный процесс, в

самых разных условиях [1,2,13-14]. Оценки последствий растягивания границ раздела контактирующих вод, например, для функционирования приустьевых, речных или прибрежных морских экосистем, также отсутствуют.

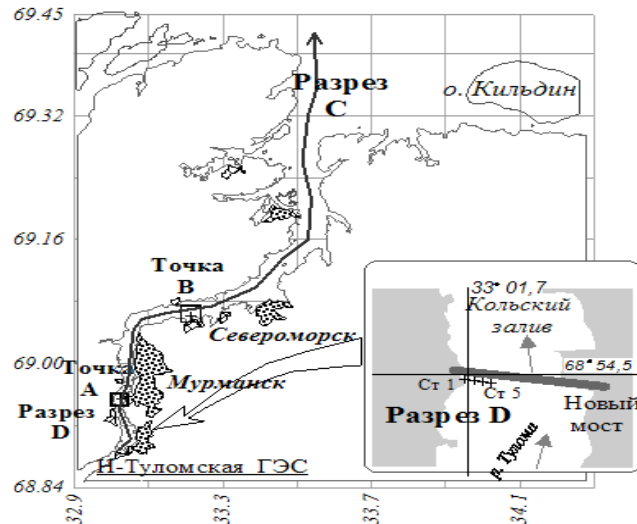
Задачи аналитического описания и моделирования этих явлений, как и их влияние на разные компоненты экосистем, пока уклончиво игнорируется. Подавляющее большинство исследований в этой области сводится к полевым измерениям и накоплению экспериментальных данных. При этом систематические материалы инструментальных наблюдений, относящиеся к областям начального контакта вод разного генезиса, за редким исключением не приводятся [1,14,15]. Наиболее сложные из современных региональных моделей, разработанные для прибрежных вод (эстуариев) и применяемые при выявлении особенностей режимов смешения или изучения трансформации примесей, традиционно используют трехмерную постановку задач и «жесткую» расчетную сетку [3,4,7]. Но, фактически это приводит к игнорированию физического содержания самих явлений, заменяя ее подгонкой под данные измерений. Для систем описывающих перенос примесей между жидкостями разного состава известно несколько аналитических решений (одно- или двумерных моделей) с разным режимом перемешивания. Примеры их решения приводятся в [19,22,23] и используются по ходу изложения нашей работы.

## 2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Одна из сложностей прикладного и теоретического анализа процессов областей река-море связана с отсутствием методов и общепризнанных критериев для выделения и аналитического описания поверхностей внутренних разделов между растворами ламелл зоны смешения. С другой стороны, формирование многослойных структур, ориентированных по направлению сноса стоковыми течениями и глубинным противотечением, можно рассматривать как стационарный процесс [1,7,14]. В нашей работе натурные данные по зонам смешения Кольского залива используются как иллюстративный материал, помогающий понять и интерпретировать полученные на моделях, теоретические результаты. Преимущественно, мы рассматриваем данные STD-зондирования для объектов с регулярными наблюдениями. На рис. 1 приводится схема Кольского залива и положение таких объектов зон смешения на этой акватории.

Линией на продольном разрезе через залив «С» (рис.1) показано положение оси судового хода Кольского залива.





**Рис.1** - Схема Кольского залива с положением точек и разрезов регулярных наблюдений за структурой зоны смешения: А - точка наблюдений в Южном колене; В – точка наблюдений в Среднем колене; С - продольный разрез по судовому ходу (осевая линия); D -поперечный разрез в области начального контакта вод (врезка)

Отсчет расстояний для этого разреза ( $L_i$ ) ведется от бьефа Нижнетуломской ГРЭС – области начального контакта морских и пресных вод. Ориентация разреза соответствует направлению сноса смешанных вод Кольским стоковым течением (КолСТ), протяженность которого составляет  $L \approx 60$  км. Период обновления вод в ламелле зоны смешения зависит от сезонов года, в среднем, оцениваясь диапазоном 3–10 суток [14].

Основной массив данных получен зондом *SEACAT SBE 19 plus*: точность измерений по температуре  $\pm 0.005^\circ\text{C}$ , электропроводности  $\pm 0.001$  См/м и давлению (глубина)  $\pm 0.1\%$  [24]. Эти данные контролировали послойным отбором проб серийными стандартными батометрами, с определением  $S$  (‰) проб на стационарном солемере ГМ-65.

### 3. ВЫДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ

Прямыми наблюдениями за характеристиками зоны смешения прибрежных областей моря установлено, что в состав растворов образующих слоистые структуры, входит определенный диапазон промежуточных смесей образованных взаимодействием вод разного генезиса [13,14]. По мере сноса перемешанных вод в открытое море, они постоянно возобновляются, что является причиной формирования в областях перемешивания, множества прослоек из промежуточных растворов морских солей, устойчиво наблюдаемых круглогодично [12-15,17-18]. Из-за особенностей измерения солености ( $S$ , ‰) по электропроводности для сильных степеней разбавлений

морских вод пресными, в качестве критерия выделения отдельных областей многослойных структур в ЗС, нами используется параметр  $I_w$  — объемная доля содержания пресной воды в смесях морских и материковых (в долях или %) [1,13]. Значение параметра  $I_w$  рассчитывается по уравнению вида [13]

$$I_w = \frac{S_0 - S_i}{S_0 - S'_0}, \quad (1)$$

где  $S_i$  — соленость (‰) или концентрация морских солей-полиэлектролитов в растворах морских вод (промежуточных смесей);  $S_0$  — начальная концентрация солей для морских нетрансформированных вод, поступающих в зону смешения;  $S'_0$  — то же для материкового стока, причем, в ультрапресных водах региона минерализации менее 75 мг/л [14].

В [13, 14] показано, что если для некоторого диапазона смесей, ограниченного парами растворов  $I_w^i$ :  $\{I_1 - I_2\} = \text{const}$ , вдоль оси сноса перемешанных вод определять глубину их залегания ( $H_i$ ), то можно оценить положение и характеристики границ разделов между прослойками растворов, включающих последовательность разных степеней разбавлений. Полученные по условию  $I_w^i = \text{const}$  глубины  $H_i$ , функционально связаны с расстоянием  $L_i$ , отсчитываемым от точки начального контакта взаимодействующих вод разного генезиса [14,15,17,18]. Распределение  $H_i$  по сечениям вдоль оси сноса вод либо для наблюдений в одном и том же сечении (точке), обра-

зуют контуры изолиний  $I_i$ , выделенных по условию:  $I_w^i = \text{const}$ , которые соответствуют областям распространения смесей заданного  $I_w$ -диапазона. Наборы таких сечений через ЗС (зоны смешения) позволяют, на основе детальных данных определять параметры поверхностей внутренних разделов сложной формы, между разными областями ламелл: линейные размеры, длину по сечениям  $I_i$ , площадь и объемы прослоек данного диапазона смесей и т.п. Очевидно, что полученные этим способом характеристики слоя, как и границ их раздела, относятся только к данной зоне смешения при конкретных условиях. Использование таких наблюдений и характеристик поверхностей в целях теоретического анализа, требует процедур приведения к нормальному виду — масштабирования. Этот прием используется при анализе потока соли через границу структур зоны смешения для данных, приведенных в координаты безразмерных характеристик, при введении множителей [14].

#### 4. СХЕМА И МОДЕЛИ ОПИСАНИЯ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА В ЗОНЕ СМЕШЕНИЯ

На основании натуральных данных, смешение вод с полной метаморфизацией состава пресного стока [8], в области река–море, может рассматриваться как каскадный процесс перемешивания многокомпонентных растворов морских солей-полиэлектролитов, представленных водами разного генезиса. В качестве предварительной схемы перемешивания, нами применяется трехступенчатое представление процесса, в котором каждая ступень может включать несколько стадий, идентификация которых возможна по ряду характерных особенностей строения и изменению параметров отдельных подсистем, устойчиво наблюдаемых в зонах смешения [13,14,18].

Первая ступень перемешивания (взаимодействия) проходит в приустьевой зоне впадающих в море рек и рассматривается как область начального контакта морских и материковых вод. Это наименее освещенная материалами наблюдений зона, обычно выпадающая из области исследований, как гидрологии, так и океанологии. Характерный период процессов протекающих на этой ступени, оценивается нами в  $10^0$ - $10^2$  с. Процессы 2-й ступени перемешивания и трансформация структур зоны смешения проходят в пределах эстуарной зоны. На его начальной стадии наблюдается быстрое расширение объемов прослоек ламелл при характерном периоде  $10^3$ - $10^4$  с. На этой стадии в толще вод сохраняются различия для вертикальных и горизонтальных градиентов: ( $dI_w/dH \neq \text{const}$  или  $dS/dH \neq \text{const}$ ) и ( $dI_w/dL \neq \text{const}$  или  $dS/dL \neq \text{const}$ ), включая и

параметры поперечных оси сноса сечений. С формированием устойчивой слоистой структуры в верхней части ламелл, наступает стадия пространственной ориентации. Это продолжительный период существования слоистых структур с характерным временем  $10^5$ - $10^6$  с, при сохранении общей тенденции к выравниванию вертикальных градиентов:  $dI_w/dH$  или  $dS/dH \sim \text{min} \rightarrow \text{const}$ , по соответствующим сечениям зоны смешения в заливе. Заключительная 3-я ступень, наступает при критическом состоянии структуры прослоек за счет фронтального и бокового расширения в ламеллах, что приводит к «истощению» слоистой структуры: утончению границ разделов смежных областей. Далее развивается процесс быстрого «растворения» всей слоистой структуры, по направлению «сверху-вниз» (в область распространения истинно морских вод), в окружающих водах прибрежья соответствующей степени их трансформации [15,16]. Обычно 3-я ступень перемешивания проходит за пределами котловин классических эстуариев [7,14].

Следовательно, процесс формирования, развития и устойчивого существования слоистой структуры в зоне смешения, составляет содержание первых двух ступеней [13,14]. Количественно начальные стадии формирования ламелл могут анализироваться в рамках двух моделей переноса пассивных примесей в водных растворах, позволяющих проведение анализа процессов и имеющих разные формы своих аналитических решений. Во-первых, на основе модели изотропной турбулентности с конвективно-диффузионным переносом [21], во-вторых, по ламеллярной модели, учитывающей диффузионный перенос через границы раздела [19,22]. Обе эти модели рассматривают явления переноса между парами контактирующих жидкостей, через непрерывно растягиваемую граничную поверхность раздела, в некоторой, обобщенной системе типа жидкость–жидкость. В нашем случае, растягивание границ проходит за счет фронтального и бокового растекания, с участием градиентных течений [1,5]. При этом за счет растягивания контуров  $I_i$  поверхности раздела по этим сечениям, рост доступного объема вдоль ее малых окрестностей (прилегающих к любым внутренним поверхностям), инициирует ряд физических эффектов [19], определяемых свойствами данного агрегатного состояния (слабые растворы жидкости). Они и являются объектом анализа конвективно-диффузионного уравнения переноса примесей, выполненного в этой работе.

## 5. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

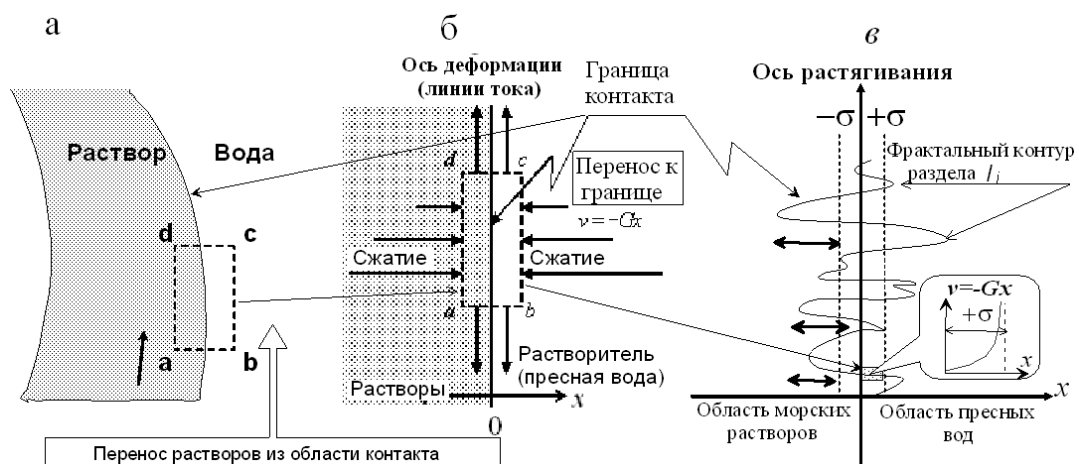
Перенос примесей через внутренние границы раздела в жидких средах протекает в ходе перемешивания растворов разного состава и разнообразия условий смешения: от области взаимодействия речных и морских вод [2,3,13], которая в Русской Арктике занимает всю прибрежную часть моря, до любых потоков, проникающих в основную водную массу, различных водных объектов. Очевидно, что в таких системах, перенос примесей проходит через внутренние поверхности раздела сложной формы, контуры которых для отдельных сечений, далее будем обозначать символом  $l_i$ . Совокупность процессов наблюдаемых в естественных условиях для большинства областей взаимодействия вод разного генезиса, определяется генерированием нескольких физических эффектов [19,22,23]. Например, в изолированных водных объектах при их незначительных размерах, действуют ограничения на удлинение границ сечений  $l_i$  поверхностей. В замкнутых емкостях, при перемешивании взаимодействующих растворов, образуются другие условия - с ограничениями на рост площади поверхности контакта и т.п.

Наиболее характерной чертой процесса перемешивания растворов в области река-море, отличающей ее от других областей, является устойчивый и однонаправленный перенос смешанных вод в сторону моря [1-3,13-15,17-18]. В наибольшей степени это выражено для верхней части ламелл зоны смешения, в которых формируются приповерхностные стоковые течения [1,2,5]. В естественных условиях такая особенность приводит к непрерывному растягиванию

поверхностей раздела образующихся при начальном контакте вод в зоне смешения. Прямым следствием сноса смешанных вод является устойчивый прирост суммарной площади граничной поверхности, разделяющей воды разного генезиса. В ходе такой деформации границ любые структуры ламелл зоны смешения непрерывно обновляются, сохраняя и воспроизводя промежуточные смеси, при общей высокой устойчивости всей системы к внешним воздействиям разного рода [1,2,13,15,17-18].

Условия и формулировка задачи в ламеллярном режиме. Рассмотрим процесс переноса примеси между двумя растворами в рамках ламеллярной модели общего вида. Аналитическое решение данной задачи приводилось в работах [19,21-23,25]. На рис. 2 приводится общая схема переноса примесей через границу раздела при контакте растворов с ламинарным (последовательным) течением, соответствующим условиям в области река-море.

Пространство, в котором протекают рассматриваемые процессы, в общем случае трехмерное: для полного описания явлений в зоне контакта требуется применение соответствующих систем отсчета. Примем, что произвольный вектор скорости в выделенных точках ( $\mathbf{v}$ ), может быть представлен матрицей-столбцом компонентов по этим осям [26]. Определение скоростей деформации жидкости в элементарных объемах ограниченных на рис. 2 сечением через точки [a,b,c,d], соответствует анализу локальных движений векторами  $\mathbf{v}$ , подчиняясь правилам для сплошных сред, которые описываются уравнениями гидродинамики: состояния, неразрывности, движения и сохранения энергии, с учетом соответствующих свойств [3,4,21-23,25,26].



**Рис.2** - Схема процессов переноса на границе раздела при ламинарном режиме течения для жидкостей разного состава, показаны направления общего течения и ось растягивания границ раздела: а — элемент части контура внутреннего раздела [abcd] ламеллярной структуры; б — схематизация процессов в выделенном элементе и для достаточно малых окрестностей вдоль границ; в — схема фрактального мезорельефа по сечению  $l_i$ , выделен диффузионный слой  $\sim \delta$ , на врезке - профиль скорости  $v$  в области пограничного слоя  $\sim \delta$  при растягивании

Уравнение конвективно-диффузионного переноса, записанное относительно концентраций ( $c$ ), имеет вид

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}c) = D\Delta c, \quad (2)$$

где  $D$  – диффузия,  $\mathbf{v}$  – поле скоростей,  $c$  – пространственные координаты. Условия несжимаемости жидкости вида:  $\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$  позволяют записать уравнение (2) в форме

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla c = D\Delta c, \quad (3)$$

В своей работе мы анализируем процессы протекающие, преимущественно, в пределах элементарных объемов. При этом на схемах рис. 2, приведена только часть сечений контура  $l_i$  [a,b,c,d], наиболее удобная для рассмотрения, Решаемая задача переноса примеси через границу раздела, а также действующих деформаций явлений, требуют их предельной схематизации в выделяемых элементах для самой возможности их аналитического описания дифференциальными уравнениями общего вида (3). Поэтому, для анализа и упрощения выражений, принимаем, что явления индуцируемые растягиванием границ элемента проходят в плоскости [a,b,c,d] – применяемая система отсчета, двухосевая. Процесс деформации элементов рассматривается в сечениях через малые участки границ, которая, очевидно, включает часть примыкающих к ней достаточно малых окрестностей по обе стороны. Для определенности принимаем, что на рис. 2б ось  $x$  направлена из насыщенного солями раствора, в сторону пресных вод, с низким содержанием солей (меньшей плотности). Тогда начало координат и все точки с координатой  $x = 0$ , располагаются по границе контакта между растворами, по контуру  $l_i$  (рис. 2).

В паре контактирующих жидкостей разного состава их смежные слои, при ламинарном режиме переноса растворов и до любой другой, для всех  $x = 0$  по направлению течения – ось переноса является линией тока жидкости. Тогда, при любых деформациях поверхности раздела разделяющей растворы разного состава, процесс ее сжатия-удлинения будет приводить к деформациям в элементах ограниченных точками [a,b,c,d]. Далее предположим, что выделенные на рис. 2а,б и ограниченные в точках [a,b,c,d] элементы, в окрестности границы раздела прикреплены к ней своими сторонами:  $ab$  и  $cd$ . Очевидно, что множество таких элементов образует цепочки неограниченной длины, которые по оси сноса растворов,

соответствуют сечению границы контуром длиной  $l_i$  (рис. 2). Деформация, соответствующая удлинению границ в сечении [a,b,c,d], проходит в плоскости перпендикулярной оси  $x$ . Отметим, что оси отсчета  $x_i$ , совпадающие в момент  $t_0$  с глобальными прямоугольными координатами, в общем случае (спустя  $\Delta t$ ), трансформируются в криволинейную систему координат [3,26].

Из приведенной схемы следует, что любое сжатие-растягивание границы раздела приводит к деформациям: а) самого контура  $l_i$  и выделенных элементов, б) прослоек в окрестности границ, в) их сцепок или бесконечных цепочек (рис. 2в). При условии о несжимаемости жидкости по (2) и неразрывности сплошной среды, любой из элементарных участков должен сохранять неизменность геометрического объема, в который входит часть окрестностей границы – прослойки контактирующих растворов, примыкающих к разделу. Формализуем условие о неразрывности среды выделенных на рис. 2 элементов уравнением

$$V = hA = \text{const}, \quad (4)$$

где  $h$  – характерный размер элементов (см. далее),  $A$  – площадь сечения, проходящего через границу раздела, ограниченная точками [a,b,c,d].

По условию о сохранении объема (4), в случае удлинения границы по оси контура  $l_i$  (рис. 2в), любой произвольный элемент приграничных структур вида [a,b,c,d], будет сжиматься по нормали к прилегающему участку границы (рис. 2а,б). Деформация приводит к тому, что другие стороны выделенного элемента:  $ad$  и  $bc$ , будут с некоторой скоростью приближаться к границе раздела с двух сторон. Для выделенного на рис. 2а,б сечения [a,b,c,d], такой процесс возможен только при изменении геометрических соотношений (пропорций) противоположных сторон ( $ab = cd$  и  $ad = bc$ ), располагающихся в разных по составу жидкостях и разделенных границей по контуру  $l_i$ .

Выполнение такого условия необходимо и достаточно для обеспечения несжимаемости:  $V = \text{const}$ . Относительные скорости точек элементов на схемах рис. 2 в сечениях [a,b,c,d], для любого типа деформаций, запишутся системой уравнений [26]

$$dv/dt = T\mathbf{v}, \quad (5)$$

где  $\mathbf{v}$  – вектор движения,  $T$  – тензор скорости (произведение оператора Гамильтона на вектор).

Любой из тензоров ( $T$ ) описывающих относительную скорость деформации элементов сплошных сред, по принципам тензорного анализа, раскладывается на две компоненты: симметричную - обозначим ( $G$ ) и кососимметричную ( $T_0$ ):  $T = G + T_0$  [21,23,26]. Для определения относительной скорости точек подставим его в формулу (5а), откуда получим выражение:  $d\mathbf{v}/dt = G\mathbf{v} + T_0\mathbf{v}$ . Анализ движения для точек [a,b,c,d] выполняется на плоскости, для которой компоненты кососимметричной части  $T$  описывающие вращательную составляющую  $\mathbf{v}$  (rot $\mathbf{v}$ ):  $T_0 = 0$ , откуда (5а) можно записать как

$$d\mathbf{v}/dt = G\mathbf{v}, \quad (5а)$$

Учитывая приведенные условия, допущения и обозначения переменных, относительная скорость поперечного сжатия выделенных на рис. 2 элементов [a,b,c,d], индуцированная удлинением границы раздела длиной  $l_i$ , описывается симметричной частью  $G$  тензора напряжений (рис. 2). Напряжения создаются в окрестностях границы, ламинарным течением в смежных слоях контактирующих жидкостей, что согласуется с условиями в (3).

Выражения (2-5) и условия их выполнения соответствуют положениям гидромеханики и свойствам жидкости установленным для сплошных сред [3,23,26]. Поэтому, изменение геометрического размера разных сторон элементов типа [a,b,c,d], располагающихся в контактирующих жидкостях и секущихся границей раздела, при растягивании  $l_i$  индуцирует в ее окрестностях, поперечные к оси деформации микротечения. В каждой из контактирующих жидкостей, микропотоки направлены из основной массы раствора в область границ раздела. Это соответствует изменению соотношений противоположных сторон деформируемых элементов  $ab = cd$  и  $ad = bc$ , по условию несжимаемости:  $V = const$ .

Принимая во внимание приведенные соображения, а также свойства жидкости, очевидно, что всякое удлинение элемента [a,b,c,d], вместе с ростом длины границ при растягивании  $l_i$ , будет приводить к увеличению доступного объема в области примыкающих к границе прослоек. Аналитически, деформацию растягивания элемента вида [a,b,c,d] при изменении отношений его сторон  $ad$  и  $bc$ , можно описать несколькими способами.

Во-первых, вводим характерный поперечный размер для сечения элементов, который выше обозначен нами ( $h$ ). Тогда изменения соотношения сторон по ( $t$ ), в дифференциальной форме запишется уравнением вида

$$\frac{dh}{dt} = -Gh, \quad (6а)$$

где  $h$  – характерный поперечный размер в сечении [a,b,c,d],  $G$  – скорость деформации границ выраженная симметричной частью тензора  $T$ , генерируемого

течением, совпадающим по направлению с осью удлинения элементов (рис. 2б).

По (6а), скорость деформации, описываемая  $G$ , в общем случае связана с положением выделенного элемента на границе раздела контура  $l_i$ , т.к. форма границ, со временем может приобретать любую кривизну, а оси движения не сводятся к прямым линиям [26]. Поэтому величина  $G$  будет меняться за счет неустойчивости растягивания границ  $l_i$  во времени, соответственно форме приобретаемой поверхностью раздела: знаком кривизны прилегающих участков [23].

Во втором способе, выполним дифференцирование приведенного выше условия о неразрывности жидкости в выделенном у границ элементе по (4):  $V = hA = const$ , где  $h$  - характерный размер,  $A$  – площадь сечения в точках [a,b,c,d]. Используя уравнение для скорости деформации по (6а), результат дифференцирования принимает форму

$$\frac{dA}{dt} = GA. \quad (6б)$$

Физический смысл обоих дифференциальных уравнений вида (6а,б), сводится к тому, что любой малый элемент расположенный вдоль границ раздела и обладающий характерным масштабом соответствующим свойствам жидкости (поперечный размер в ба или площадь сечения  $A$  по (6б), при удлинении сечения будет растягиваться со скоростью пропорциональной изменению данного характерного размера. По уравнениям (6) и направлению осей на схеме процесса рис. 2б, скорости  $G$  имеют противоположные знаки ( $\pm$ ) для окрестностей, прилегающих к границе на ее разных сторонах. Это обеспечивает условие о неизменности объема при неразрывности для элемента по (4):  $V = hA = const$ . Поэтому численно, скорость деформации элементов у границы пропорциональна скорости изменения геометрических размеров сечений, показанных на рис. 2, по соотношению его противоположных сторон.

При этом обе окрестности, примыкающие к границе раздела, совместно образуют пограничный слой [26,27]. Через него осуществляется процесс диффузионного переноса примесей при условии отсутствия деформации границы (растягивания-сжатия). Диффузионный слой характеризуется определенной толщиной  $\delta$ , величина которого определяется свойствами жидкости, гидродинамическими условиями у границ раздела (тензор  $T$ ) и зависит от свойств диффундирующих веществ, учитываемых  $D$  – коэффициентом диффузии данного вещества в среде. Для условий решаемой задачи переноса, вывод уравнения для оценки толщины пограничного слоя  $\delta$  приводится в [19,27]. В них, одним из авторов получено выражение используемое ниже

$$\delta = \sqrt{\frac{2D}{G}}. \quad (7)$$

Согласно содержанию аргументов (7) и диапазону коэффициентов  $D$  ионов морских солей-полиэлектролитов в водных растворах, размер области занятой диффузионным слоем у поверхности раздела, соответствует выделенным на рис. 2 окрестностям границ элементов ограниченных [a,b,c,d]. В этих окрестностях, деформация растягивания формирует направленные к границе микропотоки жидкости из основной массы контактирующих растворов.

В случае турбулентного режима течения в реальных системах смешения растворов, поверхности разделов между жидкостями (в растворах, материковых или морских водах), будут дополнительно растягиваться за счет вихревых пульсаций генерируемых в потоке [5,19,21]. Это приводит к формированию на поверхностях раздела фрактальных форм макро-, мезо- и микрорельефа [19,27]. Микро- и мезорельеф такой поверхности и схематизация процессов для случая турбулентного режима, приводятся на рис. 2в. Учитывая тип рельефа, размер элементарных участков по контуру раздела, будем выбирать много меньше, чем характерные размеры пульсаций формирующей мезо- и микрорельеф изменяющейся (растягивающейся) поверхности раздела (рис. 2в) и зависящие от свойств контактирующих растворов [3,21].

Прирост длины границы при растягивании  $l_i$  и удлинение элемента [a,b,c,d], приводит к увеличению доступного объема в диффузионном слое. По условиям в (4-6), при такой деформации прирост будет пропорционален изменению геометрических размеров длины контура  $l_i$  (см. выше). По условию о неразрывности (4), любой прирост объема этой области должен быть сразу заполнен жидкостью (рис. 2). Рассмотренная выше деформация элементов расположенных вдоль границ раздела «нулевой» толщины (бесконечной сцепки элементов), в примыкающих к ней малых окрестностях, индуцирует процесс притока-оттока жидкостей, направленный по нормали к оси удлинения. В процессе деформации  $l_i$  противоположно направленные микропотоки будут наблюдаться в обеих окрестностях. Согласно обозначению аргументов (4-6) и осей на рис. 2, скорости равны

$$v = \pm Gx. \quad (8)$$

Из ур-я (8) скорость микропотоков индуцируемых деформацией растягивания, в направлении перпендикулярном оси удлинения поверхности раздела, пропорциональна расстоянию  $x$  отсчитываемому от границы («нулевой» толщины): скорость растет по модулю, с увеличением расстояния  $x$ , на самой границе по (6а,б):  $v = 0$ .

На рис. 2б согласно направлению оси  $x$ , в области  $-\infty < x < 0$  находятся растворы с высокой концентрацией морских солей (обозначим их как насыщенный «раствор» или морская вода), а в области  $0 < x < \infty$  – раствор без примеси (растворитель или «речная вода»). Для этого случая форма уравнения переноса между растворами по (3), для лагранжевых

координат с системой отсчета привязанной к границе раздела (метод подвижного анализа [26], с редукцией оси сноса в проекцию точки на плоскости) принимает вид [19,27]

$$\frac{\partial c}{\partial t} - Gx \frac{\partial c}{\partial x} - D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} = 0, \quad -\infty < x < \infty, \quad (9)$$

где  $x$  – ось и координата, перпендикулярная границе раздела,  $c(x,t)$  – концентрация примеси в точке  $x$  для момента  $t$ ,  $D$  – коэффициент диффузии примесей.

Принимаем, что концентрация морской соли в области занятой не трансформированными морскими водами (вдали от границ раздела), будет равна  $C_0$ , а в области их растворителя (материковых вод) они полностью отсутствуют – это граничные условия в (9)

$$c(-\infty, t) = C_0, \quad c(\infty, t) = 0. \quad (9a)$$

Для ламеллярной модели существует важное ограничение, позволяющее правильно интерпретировать получаемые результаты. Оно относится к тому, что в записи (9а), расширение областей занимаемых контактирующими растворами, будет иметь физический смысл в том случае, если толщина переходного слоя (соответствующая толщине диффузионного слоя или размеру границ раздела), будет намного меньше поперечных размеров примыкающих к границе прослоек контактирующих растворов (рис. 2). Хотя в записи граничных условий (9а), это соответствует  $\pm \infty$ . Далее будем считать, что приведенные условия о соотношении физической толщины границ и размера разделяемых прослоек растворов выполняются, что очевидно в большинстве случаев. Далее, для аналитического решения (9) представим его в безразмерной форме, используя процедуру масштабирования, с преобразованием аргументов по формулам вида

$$t = t' / G, \quad x = \delta x', \quad c(x, t) = C_0 f(x', t'),$$

где  $\delta = \sqrt{2D/G}$  – толщина диффузионного слоя по (7).

Получим такую систему уравнений (здесь и в последующих выкладках штрихи опущены)

$$\frac{\partial f}{\partial t} - x \frac{\partial f}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = 0, \quad -\infty < x < \infty. \quad (10)$$

Для решения уравнения (10) его требуется дополнить начальными и граничными условиями, которые по условиям безразмерной задачи, запишем в виде

$$c(x, 0) = C_0 \bar{\theta}(x), \quad c(-\infty, t) = C_0, \quad c(\infty, t) = 0, \quad (10a)$$

здесь  $C_0$  — исходная концентрация основных ионов морских солей, на удалении от границ раздела морских и пресных вод; параметр  $\bar{\theta}(x) = 1 - \theta(x)$ , а символ  $\theta(x) = \{0, x < 0; 1, x > 0\}$  — соответствует функции Хевисайда. Отметим, что условия в (10а), для модели в размерной форме (9), соответствуют тем

же граничным условиям.

На первый взгляд, безразмерная форма уравнения переноса по (10), представляет собой известное в гидрологии и океанологии одномерное уравнение адвекции-диффузии. Его решение известно при разных условиях и проводится, при обычном в этом представлении допущении, о постоянстве коэффициента диффузии:  $D = \text{const}$ . Для полученной нами системы (10), коэффициент  $D \neq \text{const}$  и не может быть принят в качестве постоянного. С этим связана главная особенность изучаемого в настоящей работе процесса переноса через границы внутренних разделов в жидкостях. Как это показано в (5-8), модуль скорости диффузии-адвекции и соответствующий им приток жидкости в область окрестностей примыкающих к границе, пропорционален расстоянию до нее - координатам по оси  $x$ , перпендикулярной оси деформации.

Проводим решение (10), для чего допустим, что ионный перенос морских солей по оси  $x$  численно равен диффузионному потоку  $J(x,t)$ . Тогда скорость изменения концентраций  $c$  у границ раздела, будет равна отрицательному градиенту потока, что запишем

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -\frac{\partial J}{\partial x}.$$

Сравнивая его с уравнением (10), получаем выражение

$$\frac{\partial J}{\partial x} = -x \frac{\partial f}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2}.$$

Интегрируя, получим уравнение потока соли через границу, общего вида

$$J = -\frac{1}{2} \frac{\partial f}{\partial x} - xf + \int_{-\infty}^x f(x') dx' + C. \quad (11)$$

Отметим, что в (11) постоянная интегрирования  $C$  должна выбираться так, чтобы поток соли вдали от границ раздела, отсутствовал (согласно 10а). Для потока запишем это условие как

$$J(\pm\infty, t) = 0, \quad (11a)$$

Перенос в стационарном состоянии. Для получения общего решения по модели (10) представленной в (11), рассмотрим стационарное состояние системы. По условиям в задаче переноса, оно устанавливается в области границ раздела по истечению некоторого промежутка времени, прошедшего от момента начального контакта. Формально, это режим непрерывной деформации границы раздела при ее растягивании.

Для этого состояния переменные  $\partial f / \partial t = 0$ , а профиль концентраций  $c$  ионов морских солей по оси  $x$ , в модели (10) должен удовлетворять дифференциальному уравнению

$$xf' + \frac{1}{2} f'' = 0. \quad (12)$$

Общее решение для (12) при граничных условиях (10а) и (11а), имеет вид

$$f = \frac{1}{2}(1 - \Phi(x)), \quad (13)$$

где  $\Phi(x)$  – символ интеграла Френеля вида [26,27]

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du.$$

С учетом (13) и соотношений известных для интеграла Френеля, получим выражение

$$\int \Phi(x) dx = x\Phi(x) + \frac{e^{-x^2}}{\sqrt{\pi}},$$

по которому находим значение интеграла входящего в модель (11)

$$\int_{-\infty}^x f(x') dx' = \frac{1}{2} x(1 - \Phi(x)) - \frac{e^{-x^2}}{\sqrt{\pi}} = xf + \frac{1}{2} f'. \quad (14)$$

При подстановке этого интеграла в уравнение переноса по ламеллярной модели в (11), получаем для суммарного потока:  $J(x) = C$ , - поскольку все члены, зависящие от  $x$ , взаимно сокращаются. Полученное для (11) выражение стационарного состояния системы определяется выполнением условия (11а) о нулевом приросте примесей на удалении от границ раздела между растворами, откуда сама величина переноса соли в его потоке через границу:  $C = 0$ .

Таким образом, в стационарном состоянии с растягиванием границ, диффузионный поток ионов морских солей через границу раздела между растворами разного состава, численно:  $J(x) = 0$ .

Причем, при всех  $x$ , включая и малые окрестности раздела, а не только вдали от границы растворов разного состава, что следует из условий в системах (9-10).

Фактически, в стационарном решении, полученном в (11), для ионного потока получено, что в режиме растягивания границы раздела, вдоль нее возникают локальные условия, поддерживающие исходные свойства контактирующих растворов и структуру системы в целом. Учитывая дифференциальные уравнения вида (6а,б), такие условия формируются с обеих сторон разделяющей граничной поверхности: рассматривается случай продольного сечения контуром длиной  $l_1$  (рис. 2б,в). По стационарному решению (11), величина потока поперечного оси деформации по линии тока жидкости:  $J(x) = 0$ . Это соответствует тому, что диффузионный перенос и перемешивание двухкомпонентной системы растворов, при устойчивом растягивании внутренних границ, проходить не будет либо снижается до минимума (см. далее). Очевидно, что этот случай распространяется на много-

слоистую систему, т.е. состоящую из  $n$  прослоек.

Микротечения формируются в обеих окрестностях поверхности раздела  $l_i$  и имеют масштаб, соизмеримый с толщиной  $\delta$  диффузионного слоя между прослойками слоистых структур зоны смешения. При этом, т.к. диффузия в режиме растягивания границы, по (11) подавляется микропотоками (массопереносом) направленными в область границы, то для контактирующих растворов, с высокой вероятностью, будут сохраняться их исходные свойства. Поэтому, решение (11) позволяет сделать вывод, что до тех пор, пока на данном участке проходит растягивание границ по линии тока, с нарастающей длиной его сечения  $l_i$ , то будет существовать и стационарный режим, поддерживающий устойчивый состав контактирующих растворов с разных сторон разделяющей их границы раздела. При приведенных граничных условиях формируются следующие эффекты: с одной стороны, сохраняется исходный состав смешивающихся жидкостей у границ контакта, с другой – формируется и сохраняется слоистая структура зоны смешения области река-море.

Таким образом, при соблюдении формальных требований к логическим преобразованиям (метод от противоположного) и корректности аналитических выражений (9-14), для определенных условий получен теоретический вывод о формировании запирающих прослоек в пограничном слое, имеющих гидродинамическую природу (см. ба,б, 9-11). Их влияние эквивалентно существованию блокирующего ионную диффузию эффекта вдоль растягиваемой поверхности раздела, образуемой растворами разного состава. Для тепловых потоков, соответственно механизму переноса, за счет роста температурных градиентов на границах раздела, наблюдается интенсификация процессов переноса – противоположный эффект. Таким образом, на основе проведенного анализа можно сделать вывод, что при возникновении стационарного режима деформации, растягивания и сжатия внутренних поверхностей разделов, образуемых контактом растворов разного состава по контуру, включающему малые окрестности вдоль границы, формируются поперечные оси удлинения градиентные микротечения, со скоростями  $v = \pm Gx$ , образующие двухстороннюю прослойку гидродинамического запирающего слоя, блокирующего диффузионный перенос и поток ионов между растворами разных разбавлений, причем, за счет роста температурных градиентов вдоль границ слоистой структуры, такой слой приводит к усилению переноса потоков тепла в условиях размывания диффузионного слоя. По нашему мнению, запирающий слой гидродинамической природы и связанные с его формированием эффекты: блокирование диффузии при одновременном росте интенсивности теплопереноса через границы, определяют общую устойчивость многослойных структур в зоне смешения.

Масштабы и размер запирающего слоя. Учитывая преобразования в системе (11) при использовании интеграла Френеля, перейдем в (13) к размерным

переменным, по которым можно, при их соответствующих преобразованиях, получить аналитическое выражение для распределения концентраций  $c$  в окрестностях границы внутреннего раздела контактирующих растворов

$$c = (C_0/2)(1 - \Phi(x/\delta)). \quad (15)$$

Используя метод размерностей и смысловое содержание аргументов (15), можно прийти к заключению, что характерная толщина запирающего гидродинамического слоя будет пропорциональна размерам диффузионного слоя, близкого к реальному размеру границ: численно  $\delta = \sqrt{2D/G}$  - равно или близкое к размерам гидродинамической прослойки. В целом, это соответствует логике полученного выше решения в задаче переноса ионов по (11) и уравнениям (4-6), описывающих изменения параметров для области у границы раздела. При этом по решению (9-11), в пакете, составленном прослойками растворов, будут отсутствовать разрывы поверхностей разделяющих отдельные слои по оси растягивания: от области начального контакта, до любой из точек на контурах  $l_i$ . Это определяется тем, что действует условие сохранения размера прослоек, обеспечивающего устойчивое превышение размеров диффузионного слоя  $\delta$ .

## 6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерное время формирования стационарного режима при растягивании граничной поверхности разделов, согласно размерности аргументов (6-8) и изложенным соображениям, пропорционально  $G^{-1}$ . При характерных градиентах скоростей деформации  $G \sim 10^{-3} - 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ , время формирования запирающего слоя и стационарного распределения концентраций примеси у границ раздела, может составлять промежутки порядка минут или даже часов. Поэтому, чтобы наблюдать действие запирающей прослойки гидродинамической природы за счет микротечений, время процесса должно быть больше чем  $G^{-1}$ . Процессы с близким временем наблюдаются, в первую очередь, в местах массивов впадения речных вод в море (см. выше). Другими примерами, могут быть, поступление загрязненных вод с реками в озера, а также достаточно медленные процессы перемешивания растворов в технологических очистках [19,22,23,27].

*Эффекты запирающего слоя и устойчивость ламелл зоны смешения.* Исходя из результатов анализа ламинарной модели (9-10) и аналитического решения для стационарного состояния по (11), формально, молекулярный перенос между прослойками ламелл зоны смешения, может возобновиться в двух случаях. Во-первых, при нарушении стационарного режима, во-вторых, за счет истощения элементов ламеллярной структуры. Отметим, что истончение прослоек многослойной ламеллы и ее внутренних границ – процесс необратимый: определяется удалением любого из поперечных сечений от точки начального контакта



вод разного генезиса, при фронтальном (в составе стоковых течений) и боковом (к берегам котловины) растекании ступенчатой структуры. Отметим, что в реальных зонах смешения река-море, боковое растекание слоистой структуры является давним объектом исследований, а некоторые его эффекты, приводятся в [1,3,4,20].

Нарушение стационарного режима растягивания границ, формально соответствует стабилизации линейных размеров отдельных участков сечения по контуру раздела длиной  $l_i$ . Используя обозначения настоящей работы, это можно записать:  $l_i = const$ , при  $\Delta l_i = 0$ , тогда поток  $J(x) \neq 0$ . Здесь  $l_i$  – геометрический масштаб, соответствующий размеру характерных участков контура по оси сноса – линии тока и направлению растягивания (рис. 2в). Условия для другого случая возникают тогда, когда поперечные размеры хотя бы одной из прослоек контактирующих растворов, истончающиеся (уменьшающиеся) по ходу растягивания границы, закономерно становятся соизмеримыми, с масштабом запирающего перенос гидродинамического слоя, – линейным размером граничной поверхности, близкой к масштабу диффузионного слоя. Тогда размер данной прослойки в ламелле зоны смешения будет соизмерим с толщиной диффузионного слоя:  $\delta = \sqrt{2D/G}$  [27]. Для этого случая допустимо применение формального условия для потока:  $H_l \approx \delta$ , и тогда поток  $J(x) \neq 0$ . Здесь  $H_l$  – геометрический масштаб прослоек между поверхностями разделов слоистых структур. При таких условиях исходное допущение, сделанное для (9-11), что между собой граничат две жидкости с толщиной смежных слоев, каждый из которых превышает толщину переходного слоя между ними, не будет соответствовать условиям в (9а). Формально процесс блокирования диффузии и поддержания высоких температурных градиентов – прекращается, запирающий гидродинамический слой размывается процессом диффузии Фика [3, 11, 20]. В этих условиях будет протекать процесс переноса солей через границу и величины температурных градиентов на границах раздела – восстанавливаются. При этом исчезновение одной из прослоек за счет ее «истощения», может завершаться формированием нового слоя в зоне смешения.

Отметим, что эффект связанный с истощением границ и прослоек многослойной структуры в ЗС, возникает сразу после контакта морских и материковых вод. Это следует из масштабов  $G \sim 10^{-3} - 10^{-2}$  с и размера диффузионного слоя  $\delta$  (см. выше) и может сопровождаться как каскадным нарастанием общей толщины слоя, разделяющего воды разного генезиса, так и, вероятно, количеством граничных поверхностей раздела. Формально, это процесс истощения многослойной системы прослоек, связан с перемежающейся диффузией, прерываемой возникновением запирающих слоев при сохранении деформации растягивания. Его можно рассматривать как одно из условий формирования всей слоистой структуры -

ламелл зоны смешения, завершающейся формированием устойчивого расслоения толщи вод, занятой взаимодействующими растворами в форме их «пакета», упорядоченного по плотности и ориентированного в пространстве.

Причем, даже в стационарном состоянии или близком к нему, на поверхностях разделов неизбежно образуются локальные условия с деформациями  $G$  близкими к нулю. На таких участках торможение диффузии также не имеет места. По крайней мере, это распространяется на области локальной неустойчивости – при перегибах поверхности раздела (изменение знака кривизны, рис. 2в). Здесь будут формироваться условия, когда какой-то достаточно малый участок:  $l_i = const$ . В окрестностях этих участков происходит локальный рост диффузионного потока соли через границу раздела по (11). Подобное локально-стохастическое перемешивание растворов по контуру  $l_i$ , всегда будет проходить на отдельных участках. Поэтому, для условий в (9-10) образуется «вилка»: существуют аналитические решения задачи определения «характерного периода» перемешивания, например, с разным режимом течений.

*Дифференциация ионов ламеллами.* Для коэффициента диффузии в уравнениях (9-10) отметим, что по (13) и (15), толщина запирающего слоя на границе раздела будет увеличиваться в случае роста коэффициента  $D$  отличающегося для разных веществ. С другой стороны, она уменьшается с ростом градиентов скорости поперечных микротечений у границ контактирующих растворов. Поэтому, даже для небольших градиентов скоростей  $G$ , как и типичных, для водных растворов значений  $D \sim 10^{-5}$  см<sup>2</sup>с<sup>-1</sup>, запирающий гидродинамический слой будет иметь существенное влияние на состав растворов в разных частях ламелл. Это причина специфической избирательности по отношению к разным веществам, несмотря на незначительность размеров: размер диффузионного слоя имеет порядок  $\delta \sim 10^{-1}$  см.

Поэтому, при наличии нескольких не взаимодействующих друг с другом в водных растворах ионов-полиэлектролитов с разными коэффициентами  $D$ , каждый из них будет иметь свою толщину запирающего слоя, что определяется свойствами веществ и водной среды. Поэтому для разных степеней разбавления морских вод, существует спектр величин  $D$  и соответствующий ему спектр для толщины блокирующего слоя (численно близкого  $\delta$  или равного ему). Это подразумевает дифференциацию солевого состава по степеням разных разбавлений морских вод, находящихся в разных областях ламелл зоны смешения река-море.

## 7. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ТРАНСФОРМАЦИИ ЗОН СМЕШЕНИЯ

Результаты измерений гидрофизических параметров: плотности ( $\sigma$ ), температуры ( $T_w$ ) и солёности ( $S$ ), в областях реальных зон смешения река-море показывают, что при удалении от точки начального кон-

такта морских и материковых вод, их распределение в зонах смешения устойчиво поддерживает слоистую структуру в разных условиях. Для выявления характера трансформации ламелл по оси сноса контактирующих вод, рассмотрим данные детального зондирования разреза «С» акватории Кольского залива. Общая длина охваченной наблюдениями части ~50 км, диапазон глубин от 6 до 340 м (рис. 1). Трансформация ламелл зон смешения по оси сноса вод Кольским Стоковым Течением (КолСТ) – соответствует «длине» перемешивания по оси сноса [13,14]. Представлены данные для эстуарной области, от  $L_1 = 8.3$  км до порога на выходе из залива  $L_2 = 58.7$  км, соответствующих расстоянию от основного источника материковых вод, - нижнего бьефа Туломской ГРЭС, где проходят процессы начального контакта морских и материковых вод.

На рис. 3 приведены материалы STD-зондирования солености ( $S$ , ‰), для разных сезонов и с различной интенсивностью действующих на зоны смешения сил (приливов, нагонов, ветро-волнового воздействия и т.п.). На рис. 3а приведено распределение для весеннего периода за 29.05–1.06.2001, при построении использовали данные 25 станций, длина рядов  $n = 3500$ . На рис. 3б для осеннего сезона 6–8.09.2001, использовались данные 24 станций, с длиной ряда  $n = 2130$ .

Шкалы глубин на рис. 3 экспоненциальные, изогалины проведены для характерных значений  $S$  и границ отдельных областей ( $A$ ,  $B$  и  $C$ ), выделяемых в зонах смешения [14,15]. Оси абсцисс соответствуют расстоянию от бьефа Туломской ГРЭС ( $L$ , км), как источника пресных вод. Штриховкой в толще зоны смешения Кольского залива выделен слой содержащий промежуточную смесь при  $S = 24.7\text{‰}$  — барьерную обстановку основного физико-химического барьера области река–море НЗ [12-15,16]. На дополнительных построениях выделен угол наклона  $\text{tg } \alpha_i$  этой поверхности. У стрелок, аббревиатурами показано выклинивание отдельных контуров  $l_i$  для обстановок каскада ФХБ, делящих ламеллу зоны смешения Кольского залива на характерные области  $A$ - $C$ , с разными свойствами [14,15]. Среднедекадные объемы поступления материковых вод в залив, для периодов съемок, по данным многолетнего осреднения стока, составляло  $0.45 \text{ км}^3/\text{дек}$  и  $0.25 \text{ км}^3/\text{дек}$  [6,14]. Согласно рис. 3, этот фактор определяет наклон слоя с ФХБ НЗ, значения для  $\text{tg } \alpha_i^{H3}$ :  $0.000133$  (весна, рис. 3а) и  $0.000868$  (осень, рис. 3б), при  $\text{tg } \alpha_1 < \text{tg } \alpha_2$ .

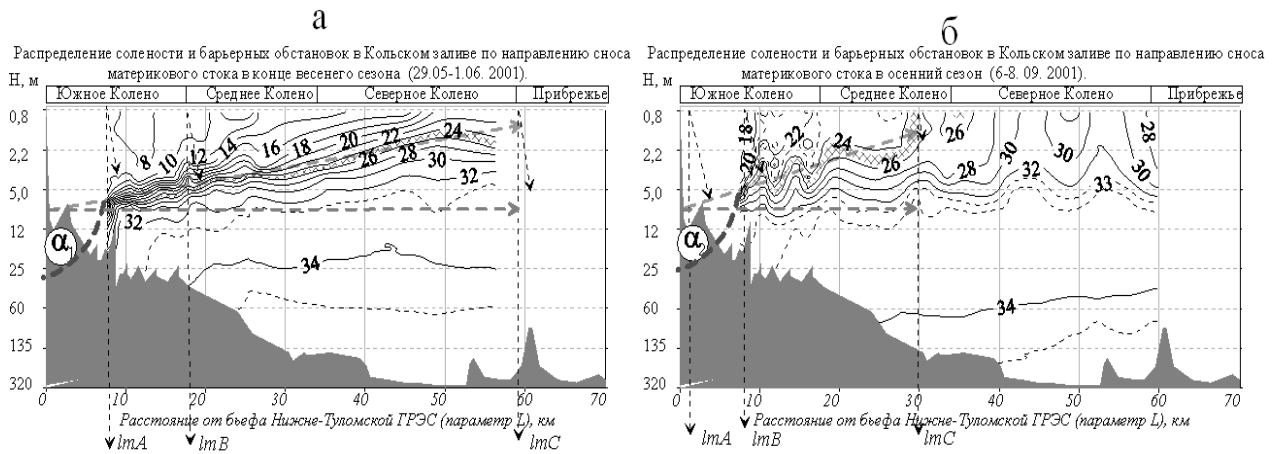
Примерные координаты точки начального контакта:  $L \approx 1\text{-}2$  км и  $H \approx 6\text{-}7$  м, более точное их определение, по этим материалам затруднительно. Исходя из рис. 3, максимальное сближение пучка изогалин приходится на самую точку начального контакта морских

и материковых вод. Из нижней части примыкающей к ней области морских вод, отходит плотный пучок изогалин, в интервале 8–32‰. В этом пучке средней линией является слой смесей включающих изогалину ~24.7‰, остальные оконтуривают содержащий ее слой и, могут менять свою конфигурацию. Выделим, что при всем разнообразии условий на акватории залива (как в текущем распределении, так и по сезонам), на расстоянии от точки начального контакта ~30-60 км, в структуре ламеллы зоны смешения этот пучок расширяется с сильным замедлением - изогалины практически не расходятся. При этом наклон прослойки с обстановкой типа НЗ также не изменяется,  $\text{tg } \alpha_i^{H3} \approx \text{const}$  для данных условий (весна-осень).

Именно в этом слое промежуточных растворов формируется обстановка главного (термодинамического) барьера для областей река-море ФХБ НЗ [12,13]. Длительность существования такого пучка изогалин и квазистационарного состояния ламеллы, при средней скорости КолСТ до  $0.12 \text{ м с}^{-1}$ , оценивается для весеннего сезона не менее чем 3-5 сут, а в среднем за год ~7-8 сут [14,15]. При анализе пучка изогалин на рис. 3а,б следует учесть, что шкала глубин - экспоненциальная: любые отклонения имеют нелинейный характер и хорошо заметны.

Приведенные данные указывают на квазистационарность состояния ламеллы зоны смешения при устойчивой деформации растягивания внутренних поверхностей раздела, определяемого фронтальным сносом КолСТ и боковым - к берегам залива, расширяющегося в направлении переноса. Это состояние соответствует стационарному профилю распределения для солености (ионного состава смесей) слоистой структуры, по всем сечениям зоны смешения. Отметим, что слои ламеллы образуемые смесями разных разбавлений морских вод (сильных  $lmA$  и средних  $lmB$ , см рис. 3), во-первых, примыкают к береговой линии, в т.ч. в области начального контакта, во-вторых, отделены от прямого соприкосновения с геохимическими разновидностями истинно морских вод прослойкой растворов морских вод слабых разбавлений ( $lmC$ ).

По условию примыкания к слою слабых разбавлений морских вод  $S \leq 24.7\text{‰}$  — это обстановка термодинамического барьера ФХБ НЗ [14,16], ограничивающая всю структуру ламелл зоны смешения снизу. Для слоя с  $24.6 \leq S \leq 24.7\text{‰}$ , температура замерзания смесей ( $\tau$ ) равна температуре максимальной плотности ( $\theta$ ): параметры особой точки в растворах морской соли, при  $\tau = \theta = -1.332^\circ\text{C}$  и  $\sigma_0 = \sigma_\tau = 19.852$  [3,11,20].



**Рис. 3** -Материалы STD-зондирования солёности ( $S$ , ‰) по оси Кольского залива (Баренцево море) в разные сезоны. По оси ординат — экспоненциальная шкала глубин ( $H$ , м), по оси абсцисс — расстояние от бьефа Нижнетулумской ГРЭС ( $L$ , км); основные изогалины — через 2‰, пунктиром — вспомогательные, штриховкой выделен слой с обстановкой ФХБ при  $S = 24.75\%$  и угол его наклона  $\text{tg } \alpha$ , стрелками показаны зоны выклинивания разных контуров  $l_i$ : а — распределение  $S$  весной за 29.05–1.06.2001; б — распределение  $S$  осенью 6–8.09.2001

В разделенной этим слоем системе растворов, морская и материковая ветви перемешивания существуют в зоне смешения, как автономные, активно взаимодействующие подсистемы, каждая из которых обладает собственной сложной структурой [12-15]. Обе ветви перемешивания, подчиняясь сходному комплексу действующих сил и факторов, по-разному реагируют на внешние воздействия, что определяется физическими свойствами составляющих их растворов морских солей [3,11,12,14,15,20]. Очевидно, что для приведенных на рис. 3 структур, угол  $\alpha$  - наклон поверхности слоя ФХБ НЗ содержащего прослойку  $S = 24.7\%$ , определяет всю конфигурацию зоны смешения. С ним связано и расстояние выклинивания обстановок каскада ФХБ на уровень поверхности моря.

Таким образом, ламинарная модель течения жидкости, разобранный в настоящей работе в нескольких формах (4-6, 9-11, 15), вполне объясняет большинство особенностей для системы внутренних границ разделов контактирующих растворов, наблюдаемых в естественных условиях. Получило свое физическое объяснение и аномальная устойчивость ламелл зоны смешения, уникальная для подвижной водной среды. С другой стороны, в рамках таких моделей сложно получение аналитических выражений, описывающих процесс формирования слоистой структуры и ее эволюцию для разных стадий. Для решения этих задач, требуется привлечение других форм конвективно-диффузионных моделей и систем уравнений. Например, полученных в [19,21-23,25,27], по данным перемешивания растворов разного состава.

## 8. ВЫВОДЫ

**1.** Получены теоретические выводы о формировании особого слоя у границ разделов, с физическим эффектом блокирующим ионный перенос и ускоряющего теплопередачу через границы разделов растворов морских вод с разной степенью разбавления пресным стоком. По решению уравнения переноса примеси, до тех пор, пока проходит деформация растяжения границ, существует стационарный режим с блокированием процессов диффузии ионов, при росте  $\text{grad } T_w$  и  $\text{grad } S$ . В режиме с растягиванием границ внутренних разделов, диффузионное смешение жидкостей проходить не будет либо снижается до минимума, тогда как теплопередача через границу будет интенсифицироваться.

**2.** Установлено, что при возникновении стационарного режима деформации растягивания-сжатия на внутренних поверхностях раздела образуемых контактом растворов разного состава, по их контуру, включающему малые окрестности контактирующих растворов, формируются поперечные оси деформации - градиентные микротечения со скоростями  $v = \pm Gx$ , образующие двухстороннюю прослойку с гидродинамическим запирающим слоем, блокирующим диффузионный обмен и поток ионов между растворами разных разбавлений морских вод, при одновременном усилении потоков тепла через границы слоистой структуры за счет роста  $\text{grad } T_w$  и  $\text{grad } S$ .

**3.** По результатам моделирования переноса примесей по ламеллярной модели, показаны:

а – условия для формирования гидродинамического запирающего слоя, индуцированного компенсационным притоком жидкостей к контуру  $l_i$  бесконечной длины, сформулированы условия для его прекращения;

б - каскадность процесса нарастания объема и количества прослоек в ламеллярных структурах, по направлению удаления любого сечения от области начального контакта, определяемого «истощением» толщины прослоек в системы разбавлений морских вод, что является одним из факторов формирования расслоения толщи воды, охватываемой процессом перемешивания ЗС.

4. Согласно полученным решениям, для разных степеней разбавления морских вод, существующий спектр величин  $D$  морских солей-полиэлектролитов, формирует соответствующий ему спектр значений  $\delta$  для толщины границ блокирующих их перенос. Этот фактор способен приводить к процессу дифференциации солевого состава в системе разных разбавлений морских вод, наблюдаемой в натуральных условиях для областей река-море.

5. Образование слоистой структуры при контакте морских и пресных вод с разным ионным составом (вод разного генезиса), по результатам теоретического анализа и натурным данным является совместным результатом:

а - переноса промежуточных растворов из зоны начального контакта - удаления любого из сечений слоистой структуры от этой точки и утончения ее прослоек;

б - действия сил приводящих к устойчивой деформации поверхностей раздела при фронтальном и боковом растекании ламелл зоны смешения;

в - локальности условий стационарности: режима деформации растягивания внутренних границ разделов слоистых структур, имеющих фрактальные формы микро- и мезорельефа.

6. Эффект, генерируемый свойствами жидкости на микроуровне, в прослойках с масштабом  $\delta \sim 10^{-3}$  м и временем  $t \sim 10^{-1}$  с, приводит к последствиям, реализуемым как устойчивая ламелла зоны смешения река-море, с характерным периодом существования  $t \sim 10^4 - 10^6$  с, на масштабах  $L \sim 10^3 - 10^5$  м.

7. Конфигурация разделов ламелл зоны смешения определяется условиями, формирующими угол наклона прослойки, содержащей обстановку  $HЗ$  ( $tg\alpha$ ). Угол наклона функционально связан с процессом истощения всей структуры ламелл: утончением прослоек и разделяющих их границ, являясь следствием растягивания стоковым течением.

8. В зоне смешения река-море, выявленные эффекты приводят к устойчивому воспроизводству промежуточных растворов морских вод разной степени разбавления и непрерывному обновлению уча-

ствующих в перемешивании вод разного генезиса. Совокупность растворов ламелл зоны смешения содержащих концентрационные разности морских солей-полиэлектролитов, является инициатором протекающих в области река-море процессов трансформации примесей и поддерживает стабильность барьерных обстановок в каскадных структурах ФХБ, выполняя по отношению к ним, функции носителя таких свойств.

9. Анализ данных, полученных наблюдениями за характеристиками внутренних границ разделов слоистых структур области река-море Кольского залива, позволяет сделать вывод о качественном соответствии теоретического исследования результатам прямых измерений. На примерах показано, что значительная часть изменчивости в разных подсистемах ламелл и сопряженного с нею каскада ФХБ, наблюдаемых в зоне смешения акваторий с океанической соленостью (в разные сезоны года), может быть интерпретирована как изменение угла наклона  $\alpha$  слоя смесей формирующих обстановку термодинамического барьера река-море.

Рассмотренный в рамках современных теоретических представлений о явлениях в системах приведенного рода, процесс переноса ионов морских солей через поверхности внутренних разделов, в натуральных условиях проходит в глобальном масштабе. Он охватывает большую часть прибрежной зоны морей при отсутствии разрывов на внутренних поверхностях раздела в зоне смешения, вплоть до размывания слоистых структур. Мы считаем, что применяемый в работе подход и полученные при теоретическом анализе решения, позволяют получать более детальную информацию о состоянии водных объектов в областях река-море. В том числе, появляется перспектива выполнения количественного анализа процессов на каскадах физико-химических и биогеохимических барьеров прибрежных зон моря, обеспечивающих процесс самоочищения водной среды в условиях роста ее загрязнения.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: [монография]/ К. Боуден. - М.: Мир, 1988. - 324 с.
2. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии: [монография]/ В.В. Гордеев. - М.: Наука, 1983. - 160 с.
3. Шулейкин В.В. Физика моря: [монография]/ В.В. Шулейкин. - М.: Наука, 1968. - 1083 с.
4. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов: [монография]/ К.Н. Федоров.- Л.: Гидрометеоздат, 1983. - 296 с.

5. Roberts P.J. R., Webster D. *Turbulent diffusion. Environmental fluid mechanics — Theories and Application*. Reston: ASCE Press, 2002. 467 p.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.1, Баренцево море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Под ред. Ф.С. Терзиева. - Л.: Гидрометеониздат, 1992. - 182 с.
7. Долгополова Е.Н. Классификация эстуариев по гидродинамическим процессам/ Е.Н. Долгополова, М.В. Исупова // Водные ресурсы. - 2010. - Т.33, № 3. - С. 274–291.
8. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т.2. История природных вод: [монография]/ Избранные сочинения. - Т.IV. - Кн. 2. - М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 7–538.
9. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в морях и океанах: [монография]/ А.П. Лисицын. - М.: Наука, 1994. - 450 с.
10. Emelianov G.M. *The Barrier Zones in the Ocean*. Berlin–Heidelberg: Springer Verlag, 2005. 636 p.
11. Злобин А. Экосистемы водорослей в изменяющихся условиях среды обитания (Теория, эксперимент, предположения): [монография]/ А. Злобин, В. Нянишкене, Н. Путинцев. - Вильнюс: Моклас, 1987. - 296 с.
12. Бардан С.И. Классификация биологических барьеров и ее использование на примере термодинамических барьеров в морях Русской Арктики/ С.И. Бардан // Материалы Межд. науч. конф. «Современные климатические и экосистемные процессы в уязвимых природных зонах» (г. Ростов-на-Дону, 5-8 сентября 2006 г.). Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2006. - С. 22-25.
13. Бардан С.И. Система однородных показателей при количественном описании смешения морских и пресных вод и классификационные критерии деления областей их взаимодействия /С.И. Бардан // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки: Тез. докл. Междунар. науч. конф. (г. Мурманск, 10-12 марта 2010 г.). Апатиты: КНЦ РАН, 2010. - С. 24–27.
14. Бардан С.И. Количественный анализ и динамика области смешения морских и материковых вод Южного колена Кольского залива (Баренцево море) / С.И. Бардан // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата: Мат. межд. науч. конф. (Ростов-на-Дону, 6–10.06.2011). Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2011. - С. 20–24.
15. Бардан С.И. Оптические характеристики зоны смешения морских и пресных вод в Южном колена Кольского залива (Баренцево море) в летний сезон /Н.Г. Сербов // Украинский гидрометеорологический журнал. - 2011. - № 9. - С. 210-219.
16. Перельман А.И. Изучая геохимию... (О методологии науки): [монография]/ А.И. Пельман. М.: Наука, 1987. - 152 с.
17. Бардан С.И. Суточная изменчивость гидрохимических параметров в начальный период органотрофной фазы функционирования экосистемы Кольского залива (Баренцево море) /С.И. Бардан, Т.Г. Ишкулова. // Изв. РАН. Сер. Географ. - 2010. - №4. - С. 90–100.
18. Бардан С.И. Характеристика амфиолитической активности водной среды в Кольском заливе для осеннего периода и анализ факторов определяющих её уровень/ С.И. Бардан, Г.А. Корнеева. // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики: Материалы междунар. науч. конф. (Мурманск, 27-30 октября 2010 г.). - 2010. - Вып. 10. - С. 18–25.
19. Долгоносков Б.М. Нелинейная динамика экологических и гидробиологических процессов: [монография] /Б.М. Долгоносков. - М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. - 440 с
20. Зубов Н. Морские воды и льды: [монография]/ Н.Н.Зубов. - М.: Гидрометеониздат, 1938. - 453 с.
21. Drummond I.T., Munch W. Turbulent stretching of line and surface elements. *J. Fluid Mech.*, 1990, vol. 215, pp. 45-59.
22. Muzzio F.J., Ottino J.M. Dynamics of a lamellar system with diffusion and reaction: Scaling analysis and global kinetics. *Phys. Rev.*, 1989, A 40 (12), pp. 7182–7192.
23. Ottino J.M., Rantz W.E., Macosko C.W. A lamellar model for analysis of liquid—liquid mixing. *Chem. Eng. Sci.*, 1979, vol. 34, pp. 877.
24. *SBE 19plus SEACAT PROFILER. User Manual. Version 012*. Bellevue, Washington, DC, 2005. 137 p.
25. Rantz W.E. *Fluid mechanical mixing – lamellar description. Mixing of Liquids by Mechanical Agitation*. New York: Gordon and Breach, 1985. 15 p. (Eds: Ulbricht J.J., Patterson G.K.).
26. Браун Э.Д., Евдокимов Ю.А., Чичинадзе А.В. Теория моделирования и возможности ее применения в трибологии: [справочник по триботехнике] /Э.Д. Браун, Ю.А. Евдокимов, А.В. Чичинадзе. - Т. 1. Теоретические основы. М.: Машиностроение, 1989. - С. 324-333.
27. Долгоносков Б.М. Закономерности гидролиза и коагуляции солей алюминия на начальной стадии смешения растворов/ Б.М. Долгоносков // Теор. основы хим. Технологии. - 2005. - Вып. 39, № 3. - С. 282-294.

## REFERENCES

1. Bouden K. *Fizicheskaya okeanografiya pribrezhnykh vod* [Physical oceanography of sea-side water]. Moscow, 1988. 324 p.
2. Ghordeev V.V. *Rechnoi stok v okean i cherty ego geohimii* [River runoff into the ocean and features of its Geochemistry]. Moscow, 1983. 160 p.
3. Shulejkin V.V. *Fizika morja* [Physics of the sea]. Moscow; 1968 1083 p.
4. Fedorov K.N. *Fizicheskaja priroda i struktura okeanicheskikh frontov* [Physical nature and structure of oceanic fronts]. Leningrad, 1983. 296 p.
5. Roberts P.J. R., Webster D. *Turbulent diffusion. Environmental fluid mechanics — Theories and Application*. Reston: ASCE Press, 2002. 467 p.
6. *Gidrometeorologija i gidrohimiya morej SSSR. T.1, Barencevo more. Vyp.2. Gidrohimicheskie uslovija i okeanologicheskie osnovy formirovaniya biologicheskoj produktivnosti* [Hydrometeorology and hydrochemistry of USSR seas. Vol.1, the Barents Sea. Iss.2. Hydrochemical conditions and oceanographic basis for the formation of biological productivity]. Leningrad, 1992. 182 p.
7. Dolgoplova E.N., Isupova M.V. *Vodnye resursy- Water resources*, 2010, vol. 33, no. 3, pp. 274–291.
8. Vernadskij V.Y. *Istorija mineralov zemnoj kory. T.2. Istorija prirodnyh vod: Izbrannye sochineniya, T. IV, Kn.2* [The history of mineral crust. Vol.2. History of natural waters: Selected Writings, Vol.IV, Part.2.]. Moscow, 1960. pp. 7-538.
9. Lisitsyn A.P. *Ledovaja sedymentacija v morjakh y okeanakh* [Ice sedimentation in seas and oceans]. Moscow, 1994. 450 p.
10. Emelianov G.M. *The Barrier Zones in the Ocean*. Berlin–Heidelberg: Springer Verlag, 2005. 636 p.
11. Zlobyn A., Njanyshkene V., Putyncev N. *Ekosystemy vodoroslej v izmenjajushhykh sredy obytanija (Teorija, eksperiment, predpolozhenija)* [Seagrass ecosystems in a changing environment (theory, experiment, hypothesis)]. Vilnus, 1987. 296 p.
12. Bardan S.I. *Materialy Mezhd. nauch. conf. «Sovremennye klimaticheskie i ekosistemnye protsessy v uязvymykh prirodnykh zonakh» (g. Rostov-na-Donu, 5-8 sentyabrya 2006 g.)* [Proc. Int. Scientific Conf. "Modern climate and ecosystem processes in vulnerable natural areas" (Rostov-on-Don, September 5-8, 2006)]. Rostov-na-Donu: YuNTs RAN Publ., 2006, pp. 22-25. (In Russian).
13. Bardan S.I. *Materialy Mezhd.nauch. conf «Priroda morskoy Arktiki: sovremennye vyzovy i rol' nauki» (g. Murmansk, 10-12 marta 2010 g.)* [Abstracts. Rep. Int. Scientific Conf. "Nature Marine Arctic: current challenges and the role of science" (Murmansk, 10-12 March 2010)]. Apatity: KNC RAN, 2010. pp. 24-27. (In Russian).
14. Bardan S.I. *Materialy Mezhd.nauch.conf. «Izuchenie i osvoenie morskikh i nazemnyh jekosistem v uslovijah arkticheskogo i aridnogo*

- klimata»* (g Rostov-na-Donu, 6–10 ijunja 2011 g) [Research and development of marine and terrestrial ecosystems in arctic and arid climate: Proc. Int. Scientific. Conf. (Rostov-on-Don, 6-10.06.2011)]. Rostov-on-Donu: JuNC RAN, 2011. pp. 20-24. (In Russian).
15. Bardan S.I., Serbov N.G. *Ukr. gidrometeorol. ž.– Ukrainian hydro-meteorological journal*, 2011, no 9, pp. 210-219. (In Russian).
  16. Pereljman A.I. *Izuchaja geohimiju (O metodologii nauki)* [Studying the geochemistry ... (About the methodology of science)]. Moscow, 1987. 152 p.
  17. Bardan S.I. Yshkulova T.Gh. *Izv. RAN. Ser. Geograf.- Proceedings of the Russian Academy of Sciences, Geography Series*, 2010, no 4, pp. 90–100. (In Russian).
  18. Bardan S.I., Korneeva Gh.A. *Materialy Mezhd. nauch. conf. «Pryroda shel'fa i arkhypelagov Evropejskoj Arktiky» (g. Murmansk, 20-23 oktjabrja 2010 g.)* [Nature shelf and archipelagos of the European Arctic: Proceedings of Intern. Scientific. Conf. (Murmansk, October 27-30, 2010)]. Murmansk, 2010. pp. 18-25. (In Russian).
  19. Dolghonosov B.M. *Nelinejnaja dinamika jekologicheskikh i gidrologicheskikh processov* [Nonlinear dynamics of ecological and hydrological processes]. Moscow, 2009. 440 p.
  20. Zubov N.N. *Morskie vody i l'dy* [Sea water and ice]. Moscow, 1938. 453 p.
  21. Drummond I.T., Munch W. Turbulent stretching of line and surface elements. *J. Fluid Mech.*, 1990, vol. 215, pp. 45-59.
  22. Muzzio F.J., Ottino J.M. Dynamics of a lamellar system with diffusion and reaction: Scaling analysis and global kinetics. *Phys. Rev.*, 1989, A 40 (12), pp. 7182–7192.
  23. Ottino J.M., Rantz W.E., Macosko C.W. A lamellar model for analysis of liquid—liquid mixing. *Chem.Eng.Sci.*, 1979, vol.34, pp. 877.
  24. *SBE 19plus SEACAT PROFILER. User Manual. Version 012.* Bellevue, Washington, DC, 2005. 137 p.
  25. Rantz W.E. *Fluid mechanical mixing – lamellar description. Mixing of Liquids by Mechanical Agitation.* New York: Gordon and Breach, 1985. 15 p. (Eds: Ulbricht J.J., Patterson G.K.).
  26. Braun E.D., Evdokymov Ju.A., Chychynadze A.V. *Teorija modelirovanija i vozmozhnosti ee primenenija v tribologii: spravochnik po tribotehnike.* Т. 1. Teoreticheskie osnovy [Theory of modeling and the possibility of its application in tribology: reference for tribotechnology. Vol.1. Teoretical foundations]. Moscow, 1989. pp. 324-333.
  27. Dolghonosov B.M. *Teor. Osnovy Him. Tehnologii.- Theoretical Foundations of Chemical Engineering*, 2005, vol. 39. no. 3. pp. 282-294. (In Russian).

## ФІЗИЧНІ ОСНОВИ СТІЙКОСТІ СЛОЇСТИХ СТРУКТУР ОБЛАСТІ РІКА-МОРЕ (НА ПРИКЛАДІ КОЛЬСЬКОЇ ЗАТОКИ)

С.І. Бардан<sup>1</sup>, канд.біол.н.,  
Б.М. Долгонос<sup>2</sup>, д-р техн. н. ,  
М.Г. Сербов<sup>3</sup>, канд. геогр. н.

<sup>1</sup> Мурманський морський біологічний інститут,,  
вул. Владимирская, 17, 183010, Мурманськ, Росія, [bardan@gmail.com](mailto:bardan@gmail.com),  
<sup>2</sup>Інститут водних проблем,  
вул. Губіна, 3, 101000, Москва, Росія, [borismd@aqu.laser.ru](mailto:borismd@aqu.laser.ru),  
<sup>3</sup>Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, [serbov@odeku.edu.ua](mailto:serbov@odeku.edu.ua)

Розглядаються питання переносу розчинених солей в зоні зміщення ріка-море на початкових стадіях зміщення. З використанням рівняння конвективно-дифузійного переносу домішок зі змінним коефіцієнтом дифузії, виконаний аналіз процесів для межі поверхні розділу розчинів. На підставі аналітичного рішення встановлено, що градієнтні мікро течії поперек осі подовження створюють двосторонній прошарок гідродинамічного замкнутого шару з ефектом блокування дифузійного перенесення іонів, що сприяє збереженню і стійкості слоїстих структур. Представлені результати натурних вимірювань для Кольської затоки, які підтверджують теоретичні висновки авторів. Ламелярна структура формується в зонах початкового контакту вод різного генезису, звідки виходить стійкий пучок ізогаліни 10-30‰, який розповсюджується уздовж шару з ізогаліною 24,7‰, розширюючись з інтенсивним сповільненням при стійкому куті нахилу цієї границі розділу області ріка-море.

**Ключові слова:** область ріка-море, слоїсті структури, конвективно-дифузійний переніс, гальмування дифузійного переносу, гідродинамічний замикаючий шар, фрактальний рельєф

**PHYSICAL FUNDAMENTAL OF LAYERED STRUCTURE STABILITY OF RIVER-SEA REGION  
(ON THE EXAMPLE OF THE KOLA BAY)**

**S.I. Bardan**<sup>1</sup>, Candidate of Biology Science,  
**B.M. Dolgonosov**<sup>2</sup>, Doctor of Technical Sciences, ,  
**N.G. Serbov**<sup>3</sup>, candidate of Science Geografichnyh.

<sup>1</sup> Murmanskyy morskoy biologichnyy institut, st. Vladimirsky, 17, 183010, Murmansk, , Russian Federation , bardan@gmail.com,

<sup>2</sup>Institute of Water Problems, st. Gybina, 3, 101000, Moscow, Russian Federation, borismd@aqua.laser.ru,

<sup>3</sup>Odessa State Environmental University, st. Lvovsky, 15, 65016, Odessa, Ukraine, serbov@odeku.edu.ua

*Introduction.* The process of transfer of dissolved salts in the mixing zone of river-sea in the early stages of mixing. Using the equation of convection-diffusion of impurity transport using variable coefficients of diffusion processes for the analysis of neighborhoods interfaces solutions. The analytical description and modeling of the processes and to assess their impact on the various components of the ecosystem.

*The experimental data.* We used materials of field observations in the areas of water mixing Kola Bay total length of over 60 km. and the period of renovation of water in the mixing zone, depending on the season at 3-10 days. The results of measurements of the hydrophysical parameters in Kola Bay are presented according to the 25 stations separately for spring and autumn seasons, with a total of more than 5600 field observations.

*Results.* On the basis of the analytical solution of the problem set that microcurrents gradient across the axis of elongation of form bi-layer hydrodynamic barrier layer, with the effect of blocking the diffusion of ion transport, which contributes to the conservation and sustainability of the layered structures. The results of field measurements for the Kola Bay, confirming the theoretical conclusions. Lamellar structure is formed in the areas of initial contact treatment of various origins, comes from a steady beam isohaline 10-33 ‰, which spreads along the fiber with isohaline 24,7 ‰, extending the strong deceleration at a steady angle of inclination of the border section area of river-sea.

*Conclusions.* The theoretical conclusions about the formation of a special layer at the boundaries of the mixing zone, the physical effect of blocking ion transport and accelerates the heat transfer through the boundary between fresh and marine waters. Modeling of pollutant transport model for lamellar. Various models of formation of the layered structure in contact marine and fresh waters with different ionic composition.

**Keywords:** river-sea mixing zone, lamellar structure, convective-diffusion transfer, solution interface stretching, effect of restraining diffusion, fractal scale-invariant relief.

Дата первого представления.: **04.08.2015**

Дата поступления окончательной версии : **11.09.2015**

Дата опубликования статьи: **26.11.2015**

## ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ УСЛОВИЙ ВОДООБМЕНА С МОРЕМ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ И СОЛЕННОСТИ ВОДЫ В ТИЛИГУЛЬСКОМ ЛИМАНЕ

Ю.С. Тучковенко, д.геогр.н.,

Д.В. Кушнир,

Н.С. Лобода, д.геогр.н.

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

На основе результатов гидродинамического моделирования с использованием численной модели Delft3D-FLOW определены возможности предотвращения дальнейшего засоления Тилигульского лимана путем реконструкции соединительного канала «лиман-море» и изменения регламента его функционирования, а также путем увеличения речного стока в лиман, с учетом климатических условий в первой половине XXI ст. Приведены результаты верификации гидродинамической модели. Показано, что для стабилизации уровня воды и уменьшения темпов роста солености вод в лимане наиболее эффективным является вариант круглогодичного функционирования углубленного соединительного канала «лиман-море». Этому будет способствовать разнонаправленный водообмен через канал, обусловленный вызванными ветром колебаниями уровня воды в лимане и море. Однако, при сохранении современного уровня водохозяйственной деятельности на водосборном бассейне лимана тенденция многолетнего увеличения солености его вод все же сохранится. Лишь восстановление природных объемов речного стока в лиман способно свести тенденцию увеличения солености его вод к минимуму.

**Ключевые слова:** Тилигульский лиман, водообмен с морем, соленость вод, гидродинамическое моделирование.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время, в результате климатических изменений и антропогенной деятельности на водосборном бассейне Тилигульского лимана, существенно уменьшился поверхностный приток пресных вод в лиман, следствием чего стало его осолонение и периодическое обмеление [1]. В 60-х годах прошлого столетия, когда объемы стока реки Тилигул составляли значительную часть водного баланса лимана, средние значения солености воды в северной части лимана составляли 8,7 ‰, в центральной – 11,4 ‰, а в южной – 13-15 ‰. В современных условиях соленость воды в южной и центральной частях лимана даже весной, когда существует приток вод от реки Тилигул и слабый водообмен с морем через канал, может достигать значений 24-25 ‰ (апрель-май 2015 г.). В конце сентября 2014 г. была зафиксирована соленость вод лимана 27-28 ‰.

Следствием многолетней тенденции увеличения солености вод в лимане является смена доминирования в видовом составе водной флоры и фауны пресноводно-солонатоводных и солонатоводных комплексов на морские и солонатоводно-морские. По сравнению с началом 80-х годов прошлого столетия количество морских видов фитопланктона увеличилось с 14 до 64 ‰, морского и солонатоводно-морского макрофитобентоса – с 40 до 83 ‰, морского зоопланктона – с 40 до 90 ‰ [2, 3]. Если в 60-80 гг. XX столетия в лимане встречались от 12 до 25 видов пресноводных рыб, то в 2013 г. их количество сократилось до 4 видов. Вследствие климатических изме-

нений существует реальная опасность превращения в XXI ст. лимана в гипергалинный водоем со значительно меньшим биоразнообразием водной флоры и фауны, чем в настоящее время [1].

Большинство специалистов гидрологов, гидроэкологов и пользователей природными ресурсами Тилигульского лимана считают, что стабилизировать гидроэкологический режим лимана можно путем регулирования двух управляющих системой факторов: (1) обеспечения стабильного водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал при условии научно обоснованного регламента его функционирования; (2) реализации комплекса природоохранных мероприятий для восстановления природного (естественного) стока р. Тилигул и других малых рек в водосборном бассейне лимана, в частности, путем расчистки их русел, ликвидации неиспользуемых прудов и ограничения численности используемых, разработки правил их эксплуатации. Поэтому актуальной является задача оценки эффективности вышеуказанных мероприятий для предотвращения дальнейшего засоления лимана, с учетом влияния климатических изменений, которые отмечаются с конца 80-х годов XX ст. [1, 4].

### 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИМАНА

Тилигульский лиман расположен на украинском побережье северо-западной части Черного моря, в 40 км от г. Одессы на территории Одесской и Николаевской областей (46° 39,3' – 47° 05,3' с.ш., 30° 57,3'



– 31°12,7' в.д.). Лиман представляет собой затопленную морскими водами долину реки Тилигул. Он вытянут субмеридионально с северо-северо-запада на юго-юго-восток. В настоящее время его длина составляет 52 км, ширина изменяется на отдельных участках от 0,2 до 5,4 км. При отметке уровня воды в лимане минус 0,4 м БС (метров в Балтийской системе высот и глубин) площадь зеркала его водной поверхности равна 129 млн. м<sup>2</sup>, объем вод – 693 млн. м<sup>3</sup>. Южная и центральная части лимана являются котловинами с преобладающими глубинами в диапазоне 10-16 м, разделенными мелководной перемычкой – подводным продолжением Чиловой косы (рис. 1а). Максимальная глубина в южной части лимана достигает 22,2 м. Северная часть лимана, в которую впадает р. Тилигул, мелководная, с глубинами менее 4 м. Средняя глубина лимана составляет 5,4 м [1].

Площадь водосборного бассейна Тилигульского лимана – 5420 км<sup>2</sup>. В лиман впадают реки: Тилигул (площадь водосбора 3550 км<sup>2</sup>, длина 173 км), Балайчук (площадь водосбора 586 км<sup>2</sup>, длина 52 км), Царега (площадь водосбора 657 км<sup>2</sup>, длина 46 км), Хуторская (площадь водосбора 108 км<sup>2</sup>, длина 19 км). Поверхностный боковой приток пресных вод по временным водотокам (балкам, оврагам), которые впадают в лиман, формируется на площади 349 км<sup>2</sup>. Основная часть поступления речных вод в Тилигульский лиман (более 85 %) обеспечивается р. Тилигул [1]. 79 % от объема годового стока реки Тилигул поступает в лиман в феврале-апреле.

Лиман отделен от моря естественной песчаной пересыпью, в которой в конце 50-х годов XX века в рыбохозяйственных целях был проложен искусственный канал, соединивший лиман с морем. В настоящее время канал функционирует 3-4 месяца в году: открывается в апреле-мае путем расчистки морской части канала и действует до конца июля-

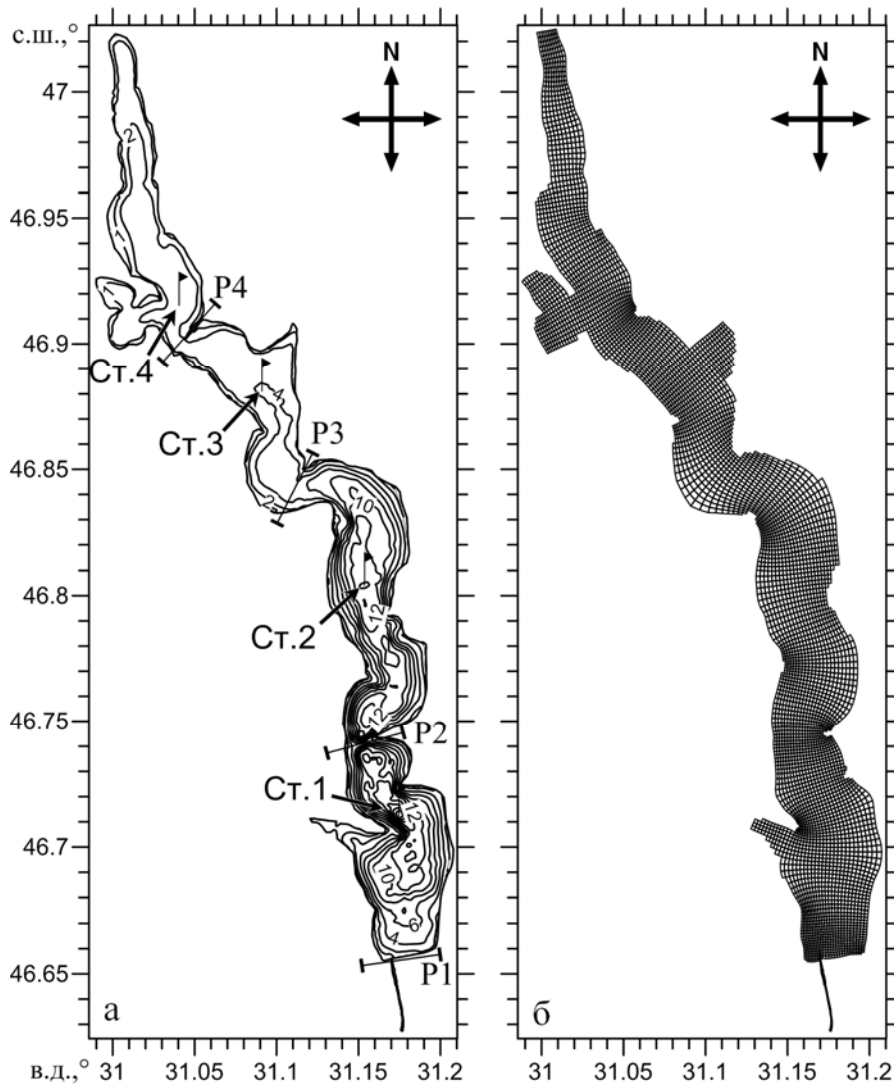


Рис. 1 – Батиметрическая карта акватории Тилигульского лимана, м БС; схема расположения реперных точек (обозначены Ст.1 - Ст.4) и поперечных разрезов для анализа результатов (обозначены P1-P4) (а). Криволинейная расчетная сетка (б).

начала августа, пока снова не замывается песком со стороны моря. Южная часть канала, примыкающая к морю, за прошедшие годы сильно обмелела. При отметке уровня моря минус 0,4 м БС глубины здесь составляют в среднем лишь несколько десятков сантиметров. Длина канала – 3,3 км.

Акватория северо-западной части Черного моря, примыкающая к Тилигульской пересыпи, находится под влиянием трансформированных речных вод Днепра и Южного Буга, поступающих из Днепровско-Бугского лимана. Это влияние максимально проявляется в период весеннего половодья в апреле-июне.

### 3. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Водный режим Тилигульского лимана определяется объемами притока вод с его водосборного бассейна, соотношением количества атмосферных осадков, которые выпадают на водное зеркало лимана, и объемов испарения с него, наличием водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал.

В работе [1], с использованием стохастической модели «климат-сток», были получены диагностические и прогностические оценки природного и бытового (нарушенного водохозяйственной деятельностью) стока рек водосборного бассейна Тилигульского лимана, учитывающие изменения климатических факторов. Для наиболее вероятного регионального сценария изменений климата (полученного по модели РЕМО Института метеорологии им. Макса Планка, г. Гамбург) установлено, что годовой объем природного стока рек, питающих Тилигульский лиман, в период 2001-2040 гг. уменьшится по сравнению с периодом до начала глобального потепления (1953-1988 гг.) с 56,1 до 29,0 млн.м<sup>3</sup>, т.е. на 48,2 %. При сохранении современного уровня водохозяйственной деятельности в 2001-2040 гг. поступление пресных вод от водотоков в лиман (бытовой сток) уменьшится (за счет влияния многочисленных искусственных водоемов) с 29,0 до 13,6 млн.м<sup>3</sup>, то есть на 53 %. Суммарное уменьшение водных ресурсов рек водосбора лимана в 2001-2040 гг., по сравнению с периодом до 1989 г., за счет глобального потепления и водохозяйственной деятельности составит 75 %. Т.е., согласно классификации ООН, только за счет изменений климата к середине XXI в. произойдет разрушение водных ресурсов рек, питающих Тилигульский лиман, а при сохранении современного уровня водохозяйственной деятельности – безвозвратное разрушение.

Приведенные выше оценки оценки природного и бытового стока рек в первой половине XXI ст. свидетельствуют, что их роль в формировании водно-солевого баланса Тилигульского лимана будет уменьшаться. Этот вывод подтверждается данными наблюдений за стоком р. Тилигул в створе пгт. Березовка, который в период 1991-2010 гг. в среднем уменьшился на 43 % по сравнению с 1960-1989 гг., а также оценками годового пресного баланса лимана, который ранее был

положительным, но в современный период его дефицит составляет 24-34 млн.м<sup>3</sup>/год – в зависимости от уровня воды в лимане [5]. Поэтому пополнение лимана морской водой через искусственный соединительный канал «лиман-море» является необходимым условием стабилизации его водного и гидроэкологического режимов.

Цель работы заключается в оценке возможности предотвращения дальнейшего засоления Тилигульского лимана путем реконструкции соединительного канала «лиман-море» и изменения регламента его функционирования, а также путем увеличения речного стока в лиман, с учетом климатических условий в первой половине XXI ст.

Заметим, что расчеты изменчивости солености воды в лимане в XXI ст., выполненные с использованием модели водно-солевого баланса в [1], не учитывают влияние на водообмен лимана с морем короткопериодных (в течение нескольких суток) стоннонагонных колебаний уровня воды в лимане и море, а также гидродинамические процессы в лимане. Корректно учесть их влияние возможно лишь при решении задачи численного математического моделирования гидродинамических процессов. Однако, из-за вычислительных трудностей, использовать гидродинамические модели на временных масштабах больше годового цикла проблематично.

### 4. МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ И ИСПОЛЬЗУЕМАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Для решения поставленной задачи использовалась трехмерная гидротермодинамическая модель Delft3D-FLOW [6, 7]. Модель базируется на численном решении уравнения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости на мелкой воде в приближении Буссинеска. Система дифференциальных прогностических уравнений модели состоит из уравнений движения в горизонтали, уравнения неразрывности, уравнений переноса тепла и солей с замыкающей двухпараметрической *k-ε*-моделью турбулентности. Для уравнения скорости вертикального движения принимается гидростатическое приближение. Уравнение состояния морской воды определяется формулой ЮНЕСКО [7]. Испарение с водной поверхности и теплообмен с атмосферой рассчитываются в модели с использованием полуэмпирических формул [8].

При проведении модельных расчетов акватория лимана покрывалась криволинейной ортогональной расчетной сеткой, состоящей из 53×316 ячеек в горизонтальной плоскости (рис. 16). Размеры ячеек сетки плавно изменяются в пределах 150-450 м вдоль продольной оси лимана и 120-300 м – в поперечном направлении. Однако, в области соединительного канала, где требуется большая детализация, задавались расчетные ячейки со средними размерами 23×45 м. В вертикальной плоскости использовались 43 расчетных уровня переменной толщины (от 0,2 до 1,0 м), реализованные в прямолинейной Z-системе координат. Глубины в лимане, приведенные к отмет-

ке уровня воды минус 0,4 м БС, задавались на основе обобщенных данных промерных работ, выполненных осенью 2010 и 2012 гг. (рис. 1а).

Калибровка модели проводилась по данным 2010 г., а валидация – для условий 2012 г. [5, 9]. Результаты верификации модели по данным эпизодических наблюдений за уровнем и солёностью воды в лимане, расходами воды в соединительном канале «лиман-море» приведены на рис. 2-4.

Расчеты проводились для метеорологических условий типового года климатического периода 2011-2041 гг. [10, 11], определенного по наиболее вероятному для региона климатическому сценарию из базы данных ENSEMBLES (модель REMO Института метеорологии им. Макса Планка, г. Гамбург).

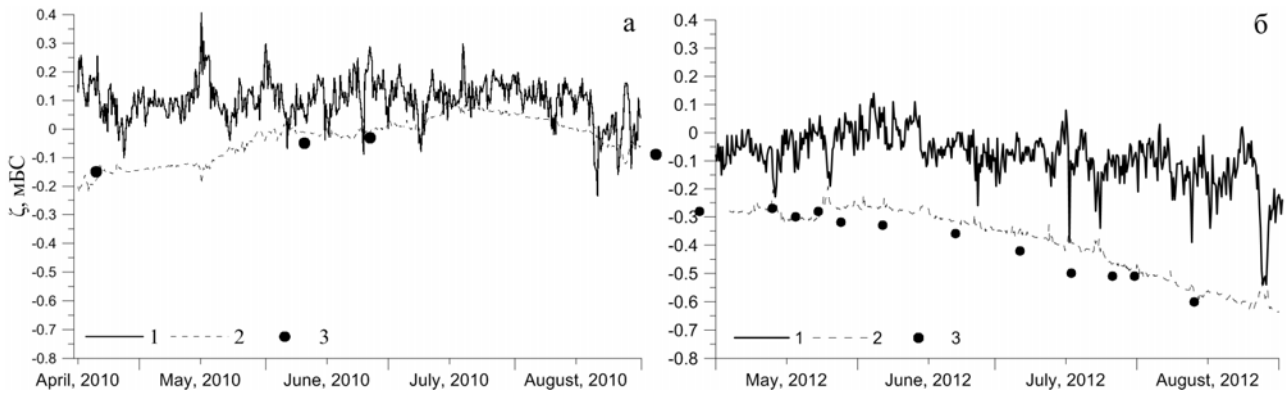


Рис. 2 – Временная изменчивость отметок уровня воды, м БС, в 2010 (а) и 2012 (б) годах на открытой морской границе соединительного канала (граничное условие) (1); полученная при моделировании в южной части лимана (2) и по данным эпизодических наблюдений (3).

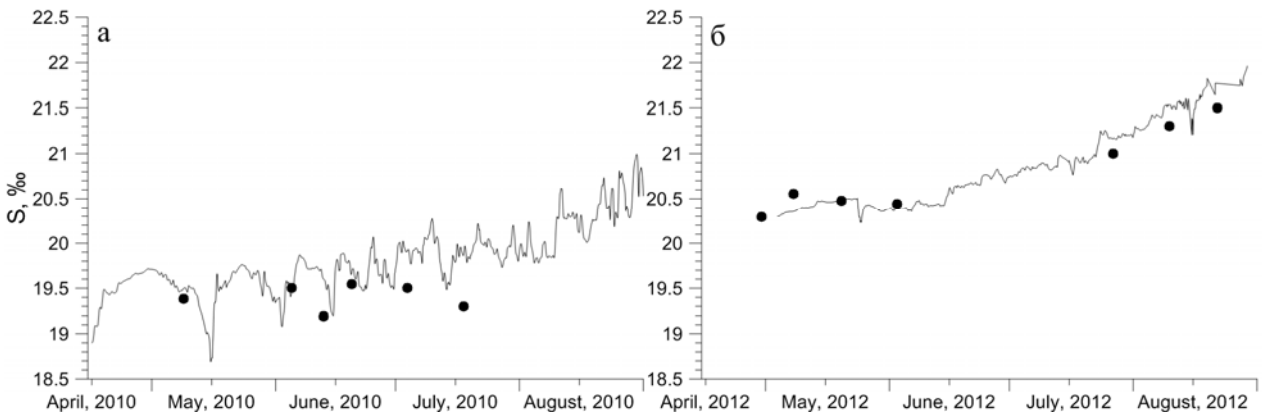


Рис. 3 – Временная изменчивость солёности, ‰, вод поверхностного слоя, полученная при моделировании (кривые) и по данным эпизодических наблюдений (точки) в 2010 (а) и 2012 (б) годах на прибрежном участке акватории между Чиловой и Ранжевой косами.

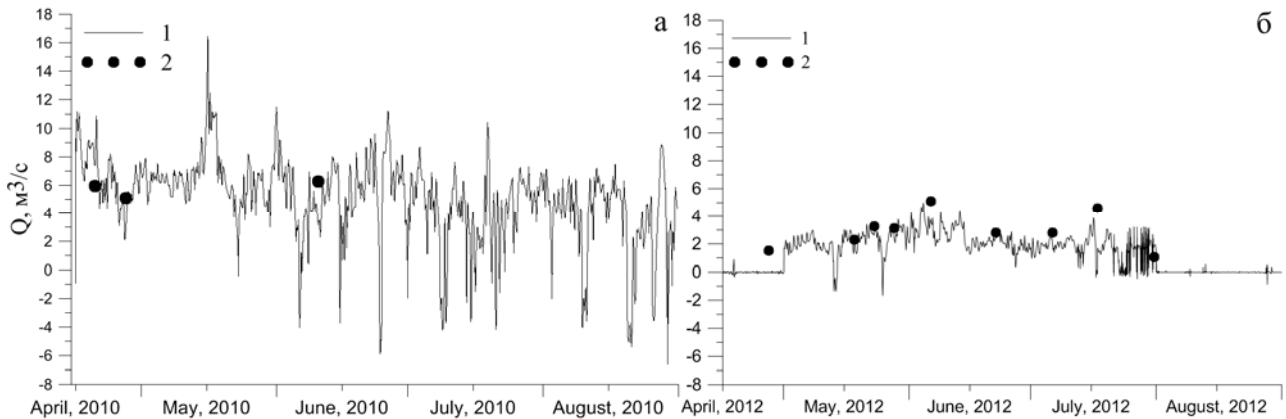


Рис. 4 – Временная изменчивость расходов воды, м<sup>3</sup>/с, в соединительном канале (у выхода в лиман) в 2010 (а) и 2012 (б) годах, полученная при моделировании (1) и по данным эпизодических наблюдений в лимане (2).

**Таблица 1** – Среднемесячные расходы (м<sup>3</sup>/с) природного и бытового стока рек бассейна Тилигульского лимана для среднего по водности года периода 2001-2040 гг.

№ п/п	Период	Сток реки							
		Тилигул		Царега		Балайчук		Хуторская	
		Природный	Бытовой	Природный	Бытовой	Природный	Бытовой	Природный	Бытовой
1.	январь	0,0179	0,0089	0,0014	0,0004	0,0014	0,0005	0,00016	0
2.	февраль	0,0434	0,0216	0,0034	0,00103	0,0035	0,0012	0,0004	0
3.	март	1,4637	0,7288	0,116	0,0348	0,1172	0,0389	0,01336	0
4.	апрель	3,7133	1,849	0,2943	0,0883	0,2974	0,0986	0,0339	0
5.	май	0,4903	0,2441	0,0389	0,0118	0,0393	0,013	0,00448	0
6.	июнь	2,1714	1,0812	0,1721	0,0516	0,1739	0,0577	0,01982	0
7.	июль	1,0199	0,5078	0,0808	0,0243	0,0817	0,0271	0,00931	0
8.	август	0	0	0	0	0	0	0	0
9.	сентябрь	0	0	0	0	0	0	0	0
10.	октябрь	0,1192	0,0594	0,0094	0,0029	0,0095	0,0032	0,00109	0
11.	ноябрь	0,1192	0,0594	0,0094	0,0028	0,0095	0,0032	0,00109	0
12.	декабрь	0,0121	0,006	0,001	0,0003	0,001	0,0003	0,00011	0
Средние за год:		0.0501	0.02496	0.00396	0.0012	0.004	0.00134	0.000458	0

В качестве входных данных для моделирования использовались среднесуточные значения температуры, относительной влажности воздуха, скорости и направления ветра, балла общей облачности, атмосферных осадков. Среднемесячные расходы природного (не нарушенного водохозяйственной деятельностью) и бытового стока рек Тилигул, Царега, Балайчук, Хуторская, которые питают лиман, задавались на основе результатов расчетов, полученных с использованием модели «климат-сток», для среднего по водности года климатического периода 2001-2040 гг. [1], согласно выбранному климатическому сценарию (табл. 1).

Для задания колебаний уровня моря на открытой морской границе канала использовались осредненные за период 2001-2012 гг. среднемесячные значения отметок уровня моря по данным наблюдений на ГМС «порт Южный». Ежедневные значения отметок уровня определялись интерполяцией среднемесячных значений, к которым добавлялись отклонения уровня, вызванные ветровым воздействием, рассчитанные с использованием методики, описанной в [1, 12]. Испарение с водной поверхности рассчитывалось в самой модели с учетом влияния ветра.

Значения температуры и солености воды лимана в начальный момент времени считались однородными в горизонтальной и вертикальной плоскостях и составляли +4 °С и 19 ‰ соответственно. Начальная отметка уровня воды в лимане принималась равной минус 0,4 м БС. Временной шаг решения уравнений модели с учетом условия Куранта-Фридрихса-Леви составлял 30 с.

Моделирование выполнялось для следующих вариантов водообмена с морем через соединительный канал «лиман-море»:

- вариант ВБ-1 (современный): бытовой речной сток; соединительный канал открыт в апреле-июле; глубина канала 0,25-1,3 м (при отметке уровня воды минус 0,4 м БС);

- вариант ВБ-2 (углубленный канал): бытовой речной сток; соединительный канал открыт в апреле-

июле; отметка дна канала минус 2,0 м БС;

- вариант ВБ-3 (углубленный канал): бытовой речной сток; соединительный канал открыт в течение всего года; отметка дна канала минус 2,0 м БС;

- вариант ВП-1: природный речной сток; соединительный канал открыт в апреле-июле; глубина канала 0,25-1,3 м (при отметке уровня воды минус 0,4 м БС);

- вариант ВП-2: природный речной сток; соединительный канал открыт в апреле-июле; отметка дна канала минус 2,0 м БС;

- вариант ВП-3: природный речной сток; соединительный канал открыт в течение всего года; отметка дна канала минус 2,0 м БС.

Рассматривался канал прямоугольного сечения шириной  $\approx 30$  м, т.е., при средней многолетней отметке уровня моря минус 0,11 м БС и отметке дна канала минус 2,0 м БС, площадь водного сечения канала составляла 56,7 м<sup>2</sup>.

Выбор отметки дна канала минус 2,0 м БС обусловлен тем, что, как свидетельствуют предварительные расчеты, выполненные при разной глубине канала, при такой отметке дна обеспечивается наполнение лимана до уровня моря в течение оптимального для безопасности природопользования времени.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ

Результаты расчетов изменчивости уровня воды в лимане, интенсивности водообмена с морем через соединительный канал, а также характеристик пространственно-временной изменчивости солености воды в различных (реперных) точках Тилигульского лимана (рис. 1а), полученные при моделировании вышеуказанных вариантов, приведены на рис. 5-10.

Анализ результатов расчетов позволяет сделать вывод, что при современной глубине и режиме функционирования соединительного канала (варианты ВБ-1 и ВП-1) объемы поступления морских вод через канал «лиман-море» недостаточны для компенсации дефицита пресного баланса лимана, который формируется в результате интенсивного испарения летом.

Отметка уровня воды в лимане, которая формируется в конце года, ниже, чем начальная, как при бытовом, так и при природном стоке с водосборного бассейна лимана. Из-за низкой пропускной способности соединительного канала уровень воды в лимане не достигает отметки уровня моря в период функционирования канала (рис. 5а), а водообмен с морем имеет однонаправленный (из моря в лиман) характер (рис. 6а), поскольку уровень моря всегда превышает уровень воды в лимане. При таком характере водообмена с морем лиман фактически является непроточным водоемом, что приводит к накоплению в нем

на протяжении многих лет солей, биогенных, загрязняющих веществ, поступающих в него с морскими водами и стоком с водосборного бассейна.

При углублении соединительного канала до отметки дна минус 2,0 м БС наполнение лимана до уровня моря после открытия канала будет происходить в течение двух декад, после чего водообмен лимана с морем становится разнонаправленным под воздействием инициированных ветром сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лимане и море (рис 6б, в). Это будет способствовать частичному выведению из лимана накопленных запасов солей.

Обеспечение непрерывной в течение года работы канала позволит уменьшить годовую амплитуду колебаний уровня воды в лимане, при более высокой среднегодовой отметке уровня воды, соответствующей уровню моря (рис. 5в),

а также будет способствовать уменьшению солёности воды на всей акватории лимана (рис. 7) в результате интенсивного разнонаправленного водообмена через соединительный канал в течение всего года (рис 6в).

Максимальные колебания значений солёности воды будут свойственны северной части лимана (Ст. 4 на рис. 1), где в апреле-мае будут наблюдаться минимальные на акватории лимана значения, а в сентябре-октябре – максимальные (рис. 8, 9).

Во втором полугодии, при бытовом стоке р. Тилигул, северная часть лимана является источником засоления всей его акватории в результате интенсивного испарения (рис. 8б, в). Однако, при круглогодичном функционировании канала, южная часть лимана, солёность вод которой будет стабильно низкой вследствие интенсивного разнонаправленного водообмена с морем через соединительный канал, является источником вод с пониженной для акватории лимана солёностью. Распространение этих вод в центральную часть лимана в результате гидродинамических процессов (адвекции течениями и турбулентной диффузии) будет приводить к частичной компенсации эффекта повышения солёности вследствие выноса более солёных вод из северной части лимана (Ст. 1,2 на рис. 8в, 9в).

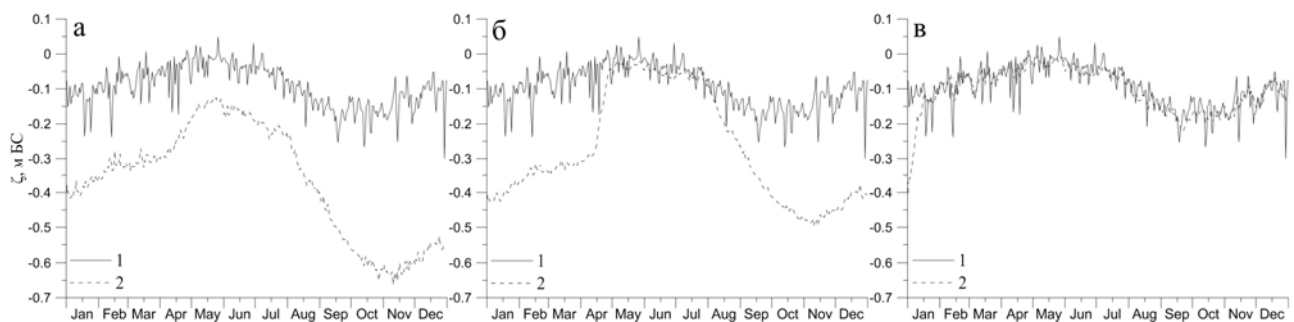


Рис. 5 – Временная изменчивость отметки уровня воды, м БС, на границе соединительного канала со стороны моря (граничное условие) (1) и лимана (2) при различных сценариях водообмена: а – ВБ-1; б – ВБ-2; в – ВБ-3.

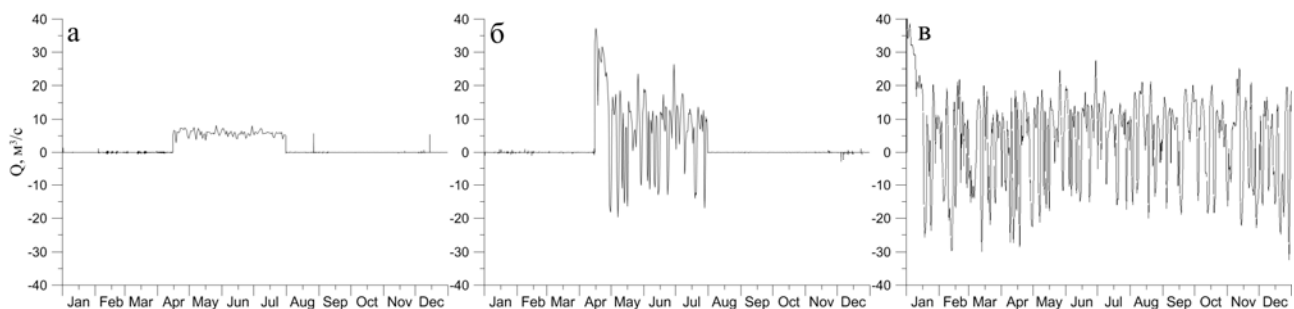


Рис. 6 – Изменчивость расходов воды, м<sup>3</sup>/с, в соединительном канале у выхода в лиман (поперечный разрез P1) при различных сценариях водообмена: а – ВБ-1; б – ВБ-2; в – ВБ-3 (положительные значения соответствуют направлению движения вод из моря в лиман).

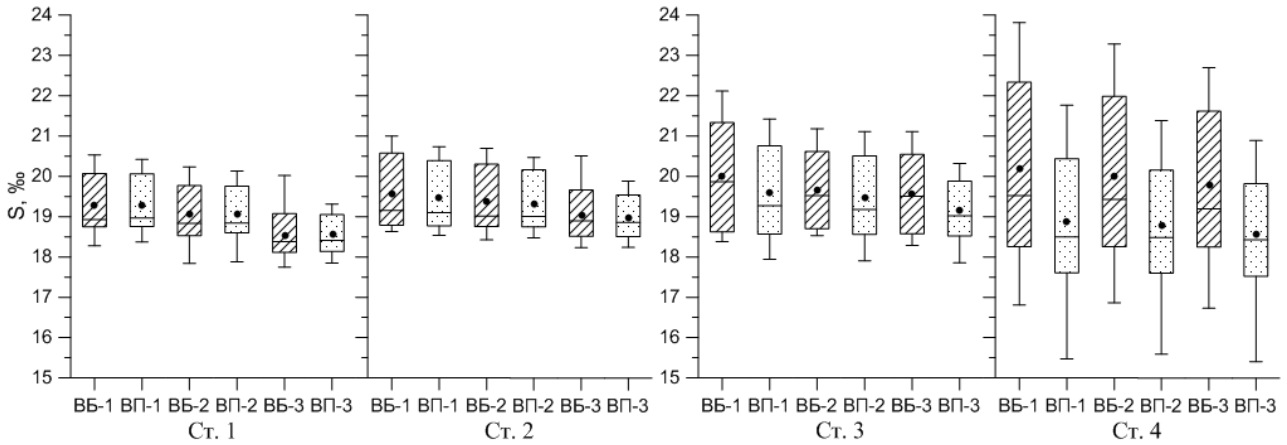


Рис. 7 – Результаты моделирования в различных частях Тилигульского лимана (точки Ст.1-Ст.4) пространственно-временной изменчивости солёности воды, ‰, в поверхностном 5-метровом слое при различных сценариях водообмена с морем, бытовым (ВБ) и природном (ВП) речном стоке. Приведены минимальные, максимальные, медианные и средние (точки) значения, а также значения 25% и 75% квантилей.

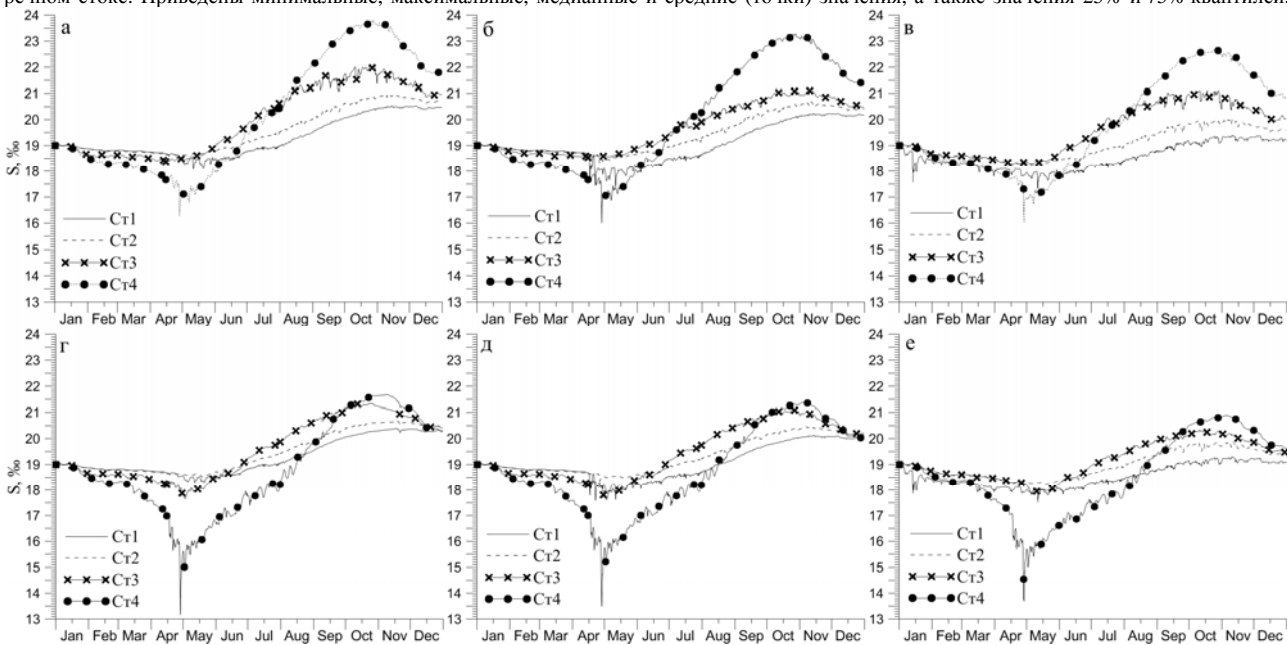


Рис. 8 – Временная изменчивость солёности, ‰, поверхностного слоя вод в реперных точках акватории лимана (Ст.1-Ст.4) при различных сценариях водообмена: а – ВБ-1; б – ВБ-2; в – ВБ-3; г – ВП-1; д – ВП-2; е – ВП-3

При восстановлении речного стока до объемов природного, максимальные значения солёности в летний период года (рис. 8д, е) будут наблюдаться в мелководной части акватории лимана, расположенной между поперечными разрезами Р3 и Р4 (Ст. 3, рис. 1).

Хотя вариант функционирования углубленного канала в течение всего года обеспечивает максимальное снижение солёности вод в лимане в целом, однако при сохранении современного уровня водохозяйственной деятельности в 2001-2040 гг., определяющей бытовой сток, тенденция многолетнего увеличения солёности в этот период также сохранится. Из рис. 8в, 9в видно, что значения солёности воды в реперных точках лимана в конце годового цикла все же выше, чем в его начале, хотя это повышение ми-

нимально среди всех рассмотренных вариантов функционирования углубленного канала. Сохранение межгодовой тенденции увеличения солёности воды в значительной мере является следствием морфологических особенностей строения ложа лимана [1, 13]: значительной его протяженности в меридиональном направлении, конфигурации береговой линии, распределения глубин вдоль акватории лимана, усложненности водообмена между различными частями лимана (вызванной наличием кос). Лишь восстановление природных объемов речного стока способно свести тенденцию увеличения солёности вод в лимане к минимуму.

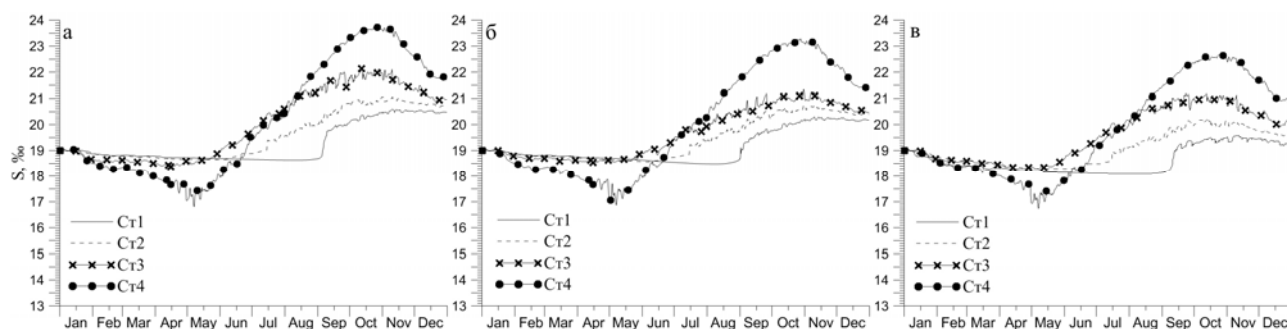


Рис. 9 – Временная изменчивость солёности, ‰, придонного слоя вод в реперных точках акватории лимана (Ст.1-Ст.4) при различных сценариях водообмена: а – ВБ-1; б – ВБ-2; в – ВБ-3.

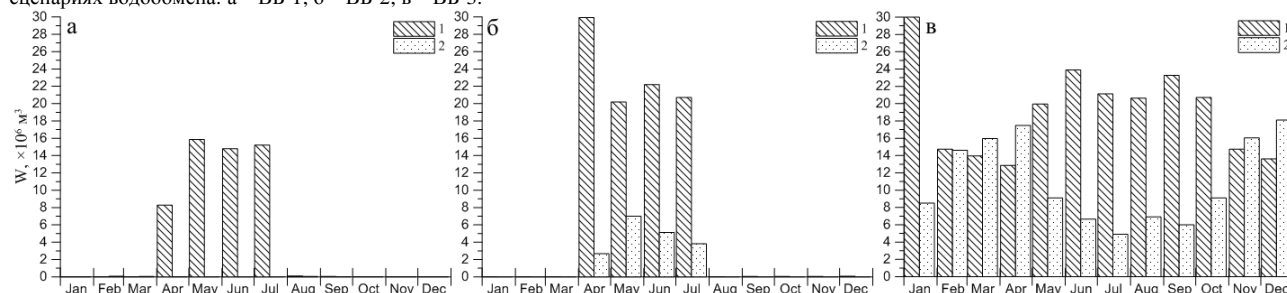


Рис. 10 – Объёмы воды,  $\times 10^6 \text{ м}^3$ , втекающие через соединительный канал в лиман (поперечный разрез P1) (1) и вытекающие из лимана в море (2) в течение расчетного года, при различных сценариях водообмена: а – ВБ-1; б – ВБ-2; в – ВБ-3.

Для сравнительной оценки эффективности вариантов ВБ-2 и ВБ-3 в отношении снижения темпов роста солёности вод в лимане было выполнено моделирование второго годового цикла, для которого, при неизменных прочих условиях, начальные значения температуры и солёности, отметки уровня воды в лимане задавались по результатам моделирования на последние сутки первого года. Сравнение средних за декабрь значений солёности в первый и второй год моделирования показало, что при углублении соединительного канала до отметки минус 2 м БС и функционировании его в апреле-июле, темпы роста солёности вод в лимане снизятся на 23 % по сравнению с современным вариантом, а при углублении и круглогодичной работе канала – на 50 % по сравнению с современным вариантом и на 34 % – по сравнению с вариантом работы углубленного канала только в апреле-июле.

Эффективность сравниваемых вариантов водообмена лимана с морем через соединительный канал, в отношении снижения темпов роста солёности вод, определяется объёмами воды, которые вытекают из лимана в море вместе с содержащимися в них солями. Приведенные на рис. 10 результаты свидетельствуют, что при углублении соединительного канала до отметки дна минус 2,0 м БС и постоянном его функционировании в течение года будет обеспечиваться максимальный выход воды из лимана в море. При этом за 5 лет из лимана в море вытечет количество воды равное объёму лимана. Однако следует учитывать, что водообмен через канал происходит в основном между морем и южной частью лимана,

где значения солёности меньше, чем на остальной его акватории, из-за смешения с морскими водами. Это снижает массу солей, выводимых из лимана в море, и обуславливает ее зависимость от интенсивности гидродинамического переноса и перемешивания вод в самом лимане.

## 6. ВЫВОДЫ

Результаты расчетов, полученные с использованием гидродинамической модели Delft3D-FLOW для метеорологических условий типового года современного климатического периода (2001-2041 гг.), свидетельствуют, что при современной глубине и режиме работы соединительного канала «лиман-море», объёмы поступления через него морских вод недостаточны для компенсации дефицита пресного баланса лимана, который формируется в результате интенсивного испарения летом.

При углублении соединительного канала до отметки дна минус 2,0 м БС (с площадью водного сечения  $56,7 \text{ м}^2$  при уровне воды минус 0,11 м БС), наполнение лимана до уровня моря после открытия канала будет происходить в течение двух декад. После этого водообмен лимана с морем становится разнонаправленным вследствие воздействия инициированных ветром сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лимане и море. Это будет способствовать частичному выведению из лимана накопленных запасов солей.

Обеспечение непрерывной в течение года работы углубленного канала позволит уменьшить годовую амплитуду колебаний уровня воды в лимане при

более высокой среднегодовой отметке уровня, соответствующей уровню моря, а также будет способствовать уменьшению солености воды в лимане в результате интенсивного разнонаправленного водообмена через соединительный канал в течение всего года.

При функционировании углубленного канала только в апреле-июле, темпы роста солености вод в лимане снизятся на 23 % по сравнению с современным вариантом, а при круглогодичной работе канала – на 50 % по сравнению с современным вариантом и на 34 % – по сравнению с вариантом работы углубленного канала только в апреле-июле.

Хотя вариант функционирования в течение всего года углубленного канала обеспечивает максимальное снижение солености вод в лимане, однако, при сохранении в ближайший климатический период (до 2040 г.) современного уровня водохозяйственной деятельности на его водосборном бассейне, тенденция многолетнего увеличения солености вод в лимане все же сохранится. Лишь восстановление природных объемов речного стока в лиман способно свести тенденцию увеличения солености его вод к минимуму.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: [монографія] / [Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лобода, О.М. Гриб та ін.], за ред. Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лободи. – Одеса: ТЕС, 2014. – 277 с.
2. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: [монографія] / [В.В. Адобовский, Б.Г. Александров и др.]; ред. Ю.П. Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Миничева; Одесский филиал Ин-та биологии южных морей НАН Украины. - Киев: Наукова думка, 2006. – С.422-427.
3. Ковтун О.А. Фитобентос Тилигульского лимана (Черное море, Украина). Эколого-биологическая, морфологическая и таксономическая характеристика. – LAMBERT Academic Publishing. – 2012. – 353 с.
4. Loboda N., Bozhok Y. Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region. *International Journal of Research In Earth and Environmental Sciences*, 2015, vol. 02, no. 9, pp. 1-6.
5. Характеристика сучасного гідрохімічного та гідрологічного режиму лиману, вироблення рекомендацій щодо його поліпшення в складі ТЕР по об'єкту: «Розробка проектно-кошторисної документації з реконструкції з'єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем на території Комінтернівського району Одеської області»: Звіт з НДР заключний (наук. кер. Ю.С. Тучковенко), Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2015. – 267 с.
6. Deltares, 2014. Delft3D-FLOW, исходный код [Электронный ресурс] // Сообщество пользователей открытого программного обеспечения Delft3D. – Режим доступа: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/> (01.12.2014 г.).
7. Deltares, 2013. *Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments – User Manual, version 3.15*. The Netherlands: Deltares systems (Delft). 702 p.
8. Gill A.E. *Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series*. New York, London: Academic Press, 1982, vol.30. 680 p.
9. Тучковенко Ю.С. Результаты адаптации модели DELFT3D-FLOW к условиям Тилигульского лимана / Ю.С. Тучковенко, Д.В. Кушнір // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – № 18. – С. 164-174.
10. Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічний станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: Звіт з НДР заключний

(наук. кер.: Ю.С. Тучковенко), ДР № 0113U000696. Од. держ. еколог. ун-т. – Одеса, 2014. – 375 с.

11. Лобода Н.С. Вибір типових років в басейні Тилігульського лиману при розрахунках стоку за сценарієм M10 / Н.С. Лобода, Ю.С. Тучковенко, В.М. Хохлов, Ю.В. Божок, Н.Д. Отченаш // Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення: матер. Всеукр. наук.-практ. конф. - Одеса, 2014. – С. 28-30.
12. Лонин С.А. Имитация стонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря/ С.А. Лонин, Ю.С. Тучковенко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 1999.–С. 58-66.
13. Тучковенко Ю.С. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане/ Ю.С. Тучковенко, Д.В. Кушнір // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2013. – № 16. – С. 149-158.

#### REFERENCES

1. Tuchkovenko Yu.S., Loboda N.S., Gryb O.M. et al. *Water resources and hydroecological conditions of the Tyligulskiy Lagoon*. Odessa: TES, 2014. 277 p. (Eds: Yu.S. Tuchkovenko, N.S. Loboda) (in Ukrainian).
2. Zaitsev Yu.P., Aleksandrov B.G., Minicheva G.G. (Eds.). *The North-Western part of the Black Sea: Biology and Ecology*. Kiev: Naukova Dumka, 2006, pp. 422-427. (in Russian).
3. Kovtun O.A. Fitobentos of the Tyligulskiy Liman Lagoon (the Black Sea, Ukraine). Eco-biological, morphological and taxonomical characteristics. LAMBERT Academic Publishing, 2012. 353 p. (in Russian).
4. Loboda N. Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region / N. Loboda, Y. Bozhok // *International Journal of Research In Earth and Environmental Sciences*, 2015, Vol 02, No. 9, pp. 1-6.
5. Tuchkovenko Yu.S. (scient. chief). Description of the modern hydrochemical and hydrological conditions of the lagoon, development of recommendations for its improvement. Part of technical-economic calculation on the project “Development of designing estimates for reconstruction of the connecting channel between the Tyligulskiy Liman Lagoon and the Black Sea in the area of Kominternivskiy district of Odessa Region”. Final Report, Odessa, OSENU, 2015. 267 p. (in Ukrainian).
6. *Deltares, 2014. Delft3D-FLOW, source-code*. Available at: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/> (accessed December 1, 2014).
7. *Deltares, 2013. Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments – User Manual, version 3.15*. The Netherlands: Deltares systems (Delft). 702 p.
8. Gill A.E. *Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series*. New York, London: Academic Press, 1982, vol.30. 680 p.
9. Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D. V. Results of the adaptation of DELFT3D-FLOW model to the conditions of the Tyligulskiy Liman Lagoon. *Visn. Odes. derz. ekol. Univ – Bulletin of Odessa state Environmental un-ty*, 2014, no. 18, pp. 164-174. (in Russian).
10. Tuchkovenko Yu.S. (scient. chief). Integrated management of water resources in the Tyligulskiy Liman Lagoon and its hydroecological conditions in the context of anthropogenic influence and climate change. Final Report, No. 0113U000696, Odessa, OSENU, 2014. 375 p. (in Ukrainian).
11. Loboda N. S., Tuchkovenko Yu. S., Khokhlov V. M., Bozhok Yu. V., Otchenash N. D. Proc. All-Ukrainian scient.-pract. conf. “Lagoons of the North-Western Black Sea Coast: current hydroecological conditions; problems of the water and environmental management, recommendations for their resolving”. Odessa, OSENU, October 1-3, 2014, pp. 28-30 (in Ukrainian).
12. Lonin S. A., Tuchkovenko Yu. S. Simulation of the inflow-outflow oscillations of the sea water level in the ports of the North-Western part of the Black Sea. Proc. of the Sea Hydrophysical Institute of National Academy of Science of Ukraine “Environmental safety of coastal and shelf zone and integrated usage of shelf resources”, Sevastopol, National Academy of Science of Ukraine, 1999,



- pp. 58-66. (in Russian).  
13. Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D. V. Modelling of the wind-induced circulation of waters in the Tyligulskyi Liman Lagoon,

*Visn. Odes. derž. ekol. univ.*, 2013, No 16, pp. 149-158. (in Russian).

**ESTIMATION OF THE INFLUENCE  
OF WATER EXCHANGE WITH THE SEA CONDITIONS  
ON THE WATER LEVEL AND SALINITY VARIABILITY  
IN THE TYLIGULSKYI LIMAN LAGOON**

**Yu. S. Tuchkovenko**, Doctor of Geographical Sciences,  
**D. V. Kushnir**,  
**N. S. Loboda**, Doctor of Geographical Sciences

<sup>1</sup> *Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, science@odeku.edu.ua*

The potentialities of averting a further salinization of the Tyligulskyi Liman lagoon were identified on the basis of the results of the hydrodynamic modelling, using the numerical model Delft3D-FLOW. The means to prevent the salinization in the lagoon include a reconstruction of the "lagoon-sea" interconnecting channel and the changing of its operational schedule, as well as the increasing of the river inflow considering the climatic conditions of the first half of the XXI century. The results of the verification of the hydrodynamic model are given. It is shown that for stabilizing water levels and reducing the rate of the water salinity in the lagoon the most effective option is the year-round operation of the deepened "lagoon-sea" connecting channel. This will be facilitated by a multi-directional exchange of water through the channel caused by wind-induced water level oscillations in the lagoon and in the sea. However, while maintaining the current level of the water management activity in the catchment area of the lagoon, a long-term trend of increasing water salinity in the lagoon still remains. Only the restoration of natural river discharge into the lagoon could reduce the tendency of growing water salinity to a minimum.

**Keywords:** the Tyligulskyi Liman lagoon; water exchange with the sea; water salinity; hydrodynamic modelling.

**ОЦІНКА ВПЛИВУ УМОВ ВОДООБМІНУ З МОРЕМ НА МІНЛИВІСТЬ  
РІВНЯ І СОЛОНОСТІ ВОДИ В ТИЛІГУЛЬСЬКОМУ ЛИМАНІ**

**Ю. С. Тучковенко**, д.геогр.н.,  
**Д. В. Кушнір, Н. С. Лобода**, д.геогр.н.

<sup>1</sup> *Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, science@odeku.edu.ua*

На підставі результатів гідродинамічного моделювання з використанням чисельної моделі Delft3D-FLOW визначені можливості запобігання подальшого засолення Тилигульського лиману шляхом реконструкції з'єднувального каналу «лиман-море» та зміни регламенту його функціонування, а також шляхом збільшення річкового стоку в лиман, з урахуванням кліматичних умов у першій половині XXI ст. Наведено результати верифікації гідродинамічної моделі. Показано, що для стабілізації рівня води та зменшення темпів зростання солоності вод у лимані найбільш ефективним є варіант цілорічного функціонування поглибленого з'єднувального каналу «лиман-море». Цьому сприятиме різноспрямований водообмін через канал, обумовлений коливаннями рівня води у лимані і морі, що викликані вітром. Однак, при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності на водозбірному басейні лиману тенденція багаторічного збільшення солоності його вод все ж збережеться. Лише відновлення природних обсягів річкового стоку в лиман здатне звести тенденцію збільшення солоності його вод до мінімуму.

**Ключові слова:** Тилигульський лиман, водообмін з морем, солоність вод, гідродинамічне моделювання.

*Дата першого подання:* 18.10.2015

*Дата надходження остаточної версії :* 20.11.2015

*Дата публікації статті:* 26.11.2015

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В РАЗЛИЧНЫХ АКВАТОРИЯХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

М.М. Моноушко, к.геогр.н., доц.

Одесский государственный экологический университет,  
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, monuyshko@yandex.ua

В статье рассматриваются основные закономерности распределения биогенных элементов в соответствии с растворенным в воде кислородом и гидрологическими характеристиками морской среды. Проведена оценка количественного переноса биогенных веществ системой течений. Рассчитано весовое количество фосфатов переносимых потоком в единицу времени.

**Ключевые слова:** биогенные вещества, кислородный минимум, акватория, течения, расход воды.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Для исследования пространственного распределения биогенных веществ взяты три основные формы содержания их в морской среде: фосфаты, нитраты, силикаты. Именно эти соединения в водах океана имеют решающее значение для развития жизни. Количество углекислоты в воде океана всегда достаточно высокое за счет поступления  $\text{CO}_2$  из атмосферы и производства морскими растительными организмами. В то же время содержание фосфатов, нитратов и силикатов часто понижено вследствие интенсивного потребления и недостаточно быстрого образования и обычно лимитируют развитие жизни в океане. Восполнение запасов этих питательных веществ в океане происходит при восстановлении их бактериями из отмерших в верхних слоях и погружающихся в виде детритного (мертвого) «дождя» остатков организмов. Такой рассеянный «источник» вещества в толще океана пока мало изучен. Работа является актуальной, т.к. имеет необходимость в изучении составляющих морской экосистемы, которые связаны с гидробиологическими, экологическими исследованиями и в промышленных целях. Увеличение в поверхностных водах биогенных веществ вызывает развитие фитопланктона, обуславливающее богатство других форм животной жизни, в частности рыб. Такие места привлекают рыболовецкие флотилии разных стран. Поскольку развитие планктона тесно связано с содержанием биогенных веществ, распределение последних в поверхностном слое океана коррелируется с распределением в океане планктона.

### 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве исходных материалов в работе использованы данные Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA). Исходными материалами являются данные натурных экспедиционных исследований по содержанию трех форм биогенных веществ (нитраты, фосфаты, силика-

ты), растворенного в воде кислорода, гидрофизических характеристик моря (температура, соленость). На различных разрезах, которые представлены на рис. 1 с помощью программного продукта OCEAN DATA VIEW (Version 4.7.3 - 2015) построены карты пространственного распределения биогенных веществ, растворенного в воде кислорода, температуры и солености морской воды.

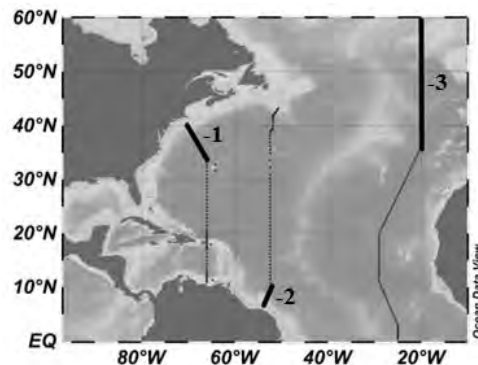


Рис. 1 – Схема разрезов: 1 – через течение Гольфстрим; 2 – Гвианское течение, 3- Северо-Атлантическое течение.

Программа OCEAN DATA VIEW (ODV) предназначена для обработки и визуализации океанологических данных и удобна для хранения больших объемов данных по гидрофизическим и гидрохимическим показателям морской среды. ODV поддерживает пять различных картографических проекций и может быть использована для получения высококачественных морских карт. ODV-формат обеспечивает хранение огромной коллекции данных с миллионами станций. Достоинства программы состоит в отображении данных ряда станций в виде диаграмм рассеивания, разрезов, поверхностей, построение разности полей различных характеристик [4]. В данной работе для оценки количественного переноса биогенных веществ с помощью программного продукта ODV вычислены геострофические скорости течений.

### 3. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Один из районов исследований находится в области Северо-Атлантического течения, восточнее Срединно-Атлантического хребта, где течение разделяется – одна из ветвей направляется на северо-восток (она образует восточную периферию субполярного циклонического круговорота), а другая продолжает движение на восток. Деление этой ветви происходит на широте Бискайского залива. Северный край течения поворачивает к северу и проходит западнее Великобритании и Ирландии, а южный край летом примерно от 45-46° с.ш. направляется к югу, образуя Португальское течение, которое далее на юг переходит в Канарское. Вертикальное распределение кислорода в 4000-метровой толще вод характеризовались уменьшением его содержания до минимума в промежуточной водной массе на глубинах 500-1100 м. Глубина залегания слоя кислородного минимума наблюдалась по всему разрезу от южного края Северо-Атлантического течения до восточной периферии циклонического круговорота. В распределении фосфатов наблюдается увеличение биогенных веществ с глубиной, максимальные их величины зарегистрированы на глубине 4000 м и составляют более 1,45  $\mu\text{mol/l}$  (рис.3.2). В слое 0-4000 м концентрации фосфатов изменяются в пределах 0,1-1,45  $\mu\text{mol/l}$ . Такая же тенденция наблюдается и в распределении нитратов, где зарегистрировано увеличение биогенных веществ с глубиной. (0,5- 22,0  $\mu\text{mol/l}$ ).

Анализируя зональное распределение нитратов, показано, что содержание биогенов увеличивается в поверхностной водной массе с юга на север (0,4-5,0  $\mu\text{mol/l}$ ). В пространственном распределении силикатов, фосфатов и нитратов прослеживаются некоторые идентичные закономерности. В распределении силикатов также характерна тенденция увеличения концентраций биогенных веществ с глубиной по всему разрезу в слое 0-4000 м, где величины изменяются в пределах 0,7-40,0  $\mu\text{mol/l}$  (рис.2). На карте пространственного распределения силикатов на разрезе через Северо-Атлантическое течение хорошо видно, что в глубинной водной массе (>2000 м) наблюдается резкое увеличение градиентов концентраций биогенных веществ. Данную акваторию можно разбить на три зоны градиента (рис.2): верхнюю в слое 0-1000 м (0,008  $\mu\text{mol/l}\cdot\text{m}^{-1}$ ); промежуточную в слое 1000-2000 м (0,004  $\mu\text{mol/l}\cdot\text{m}^{-1}$ ); нижнюю 2000-4000 м (0,013  $\mu\text{mol/l}\cdot\text{m}^{-1}$ ).

Т.е. наиболее однородным распределением силикатов характеризуется слой 1000-2000 м (10-14  $\mu\text{mol/l}$ ) (рис.2). Далее с глубиной концентрации кремния резко увеличиваются и на глубине 4000 м достигают 40  $\mu\text{mol/l}$ .

Интересно отметить локальное увеличение кисло-

рода на глубине 1700-2800 м в районе топографических возвышенностей между 42-54° с.ш., где концентрации достигают 6,1 мл/л. Если рассматривать распределение кислорода по глубине на данной широте, концентрации на поверхности наблюдаются меньшие (5,8-5,9 мл/л) чем на глубинах 1700-2800 м (рис.2).

Далее с глубиной прослеживается уменьшение растворенного в воде кислорода, и уже на глубине 4000 м составляет 5,6 мл/л. Т.е. максимальные концентрации кислорода на разрезе через Северо-Атлантическое течение наблюдаются как раз между зонами топографических поднятий (рис.2). В районе 60° с.ш. на глубине 2000 м также отмечено максимальное содержание кислорода до 6,4 мл/л, которое наблюдается в зоне топографического поднятия. Такое локальное увеличение растворенного в воде кислорода на промежуточной глубине можно объяснить только поступлением его из литосферы в зонах разломов. Данный разрез через Северо-Атлантическое течение, на котором были проведены исследования по распределению биогенных веществ и растворенного в воде кислорода как раз находится в зоне Срединно-Атлантического хребта, который является наиболее активной тектонической зоной планеты, где происходит выделения газов с дегазацией мантии, магматическими породами и ювенильной водой при создании земной коры.

В Гвианском течении в фотической зоне наибольшие концентрации биогенных веществ наблюдаются в прибрежной и шельфовой акватории Южной Америки, в районе материкового склона на глубине 80-100 м (рис.3).

Повышенные концентрации биогенных веществ в шельфовой зоне Южной Америки обычно связывают в первую очередь с речным и материковым стоком. Основным источником фосфора в океане считается материковый сток в виде поверхностного речного стока [3]. Однако существует и подземный сток вдоль продолжения русла (разлом) в шельфовой зоне. Влияние подземного стока вдоль материкового склона очевидно – 0,4  $\mu\text{mol/l}$  в слое 90-100 м на фоне 0,05  $\mu\text{mol/l}$  в слое 0-30 м.

Речные воды переносят элементы не только в виде истинных растворов, но и в виде тонкодисперсной мути. Поступление нитратов и силикатов в океан также происходит за счет речного стока, эолового выноса терригенного материала, вулканической деятельности, обмена с атмосферой.

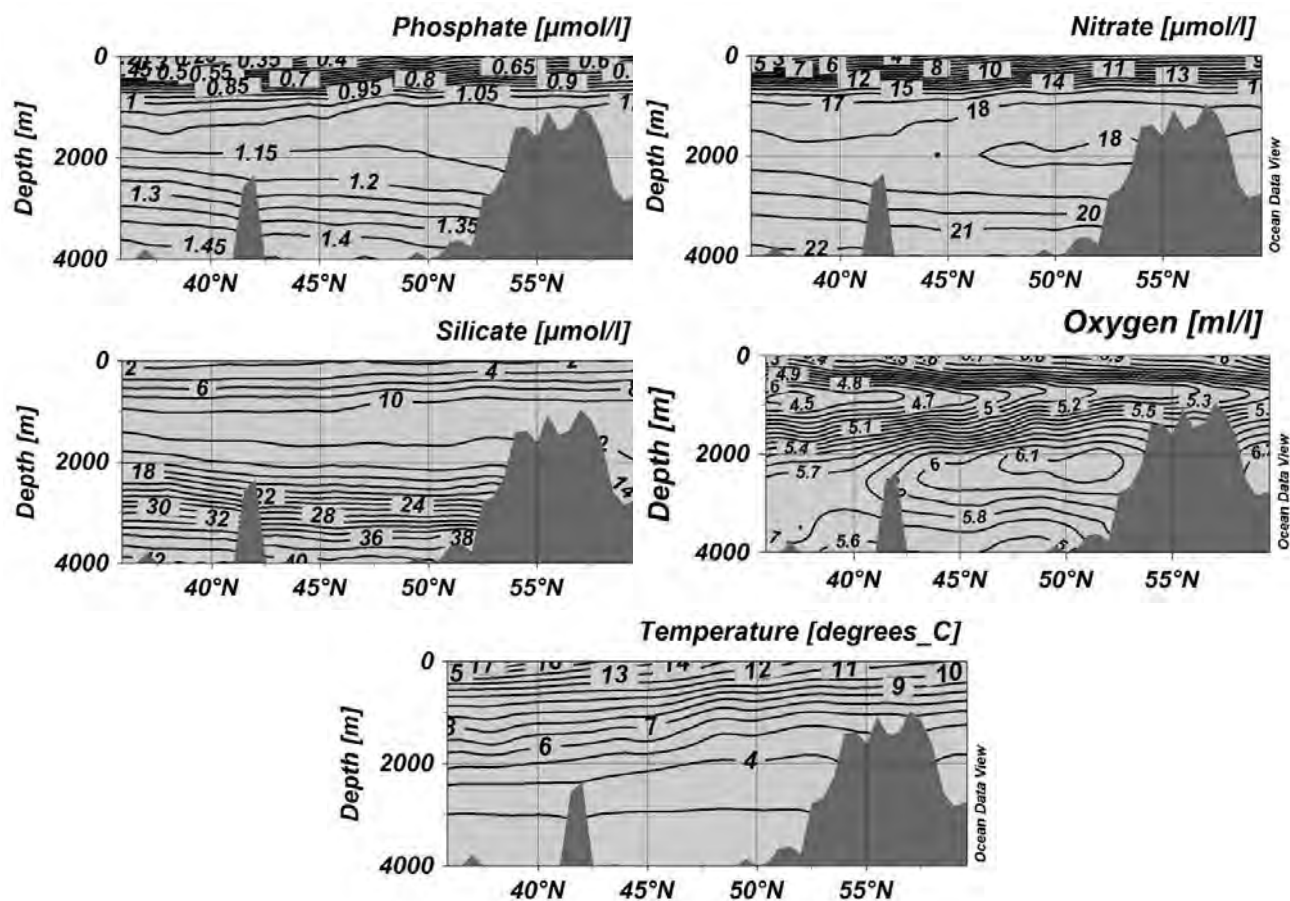


Рис. 2 – Пространственное распределение гидрологических и гидрохимических характеристик на разрезе через Северо-Атлантическое течение (июль 2008г.).

Анализ вертикального распределения (0-2000 м) гидрохимических характеристик на разрезе через Гвианское течение показывает, что слой кислородного минимума расположен на глубине 300-700 м. Прежде всего, обращают на себя внимание чрезвычайно низкие концентрации кислорода (2,9-3 мл/л), где отмечается несколько замкнутых ядер пониженного содержания (рис. 3), наличие которых можно объяснить следующим образом. Во-первых, они могут явиться следствием колебания гидрологических характеристик в прибрежном районе Африки, где формируются воды с самым низким содержанием кислорода во всей Северной Атлантике. Но каким образом осуществляется этот перенос водных масс обедненных кислородом на расстоянии более 3000 км, вопрос остается открытым. Необходимо течение с востока на запад на глубинах 300-700 м. Возможно, эти воды локального происхождения. Если предположить, что при движении к западу, Северное Пассатное течение меандрирует, то в сечении на продольном разрезе это может привести к появлению замкнутых изолиний

гидрохимических характеристик.

Как известно, экваториальная область Атлантики характеризуется сложной системой горизонтальной и вертикальной циркуляции, которая накладывает отпечаток и на характер распределения кислорода, в частности на глубинах 100-200 м, где проходит Антило-Гвианское противотечение. В связи с тем, что противотечение идет в районе устойчивых пассатных ветров, оно обычно наблюдается в подповерхностном слое [1]. На 4-10 °с.ш. оно дает начало Межпассатному противотечению. Однако часть его вод в подповерхностном слое продвигается к экватору. Вертикальные градиенты концентраций кислорода вследствие интенсивного перемешивания ниже глубины 300 м и до 700 м малы, в то время как выше и ниже этого слоя наблюдаются большие градиенты концентраций (рис.3).

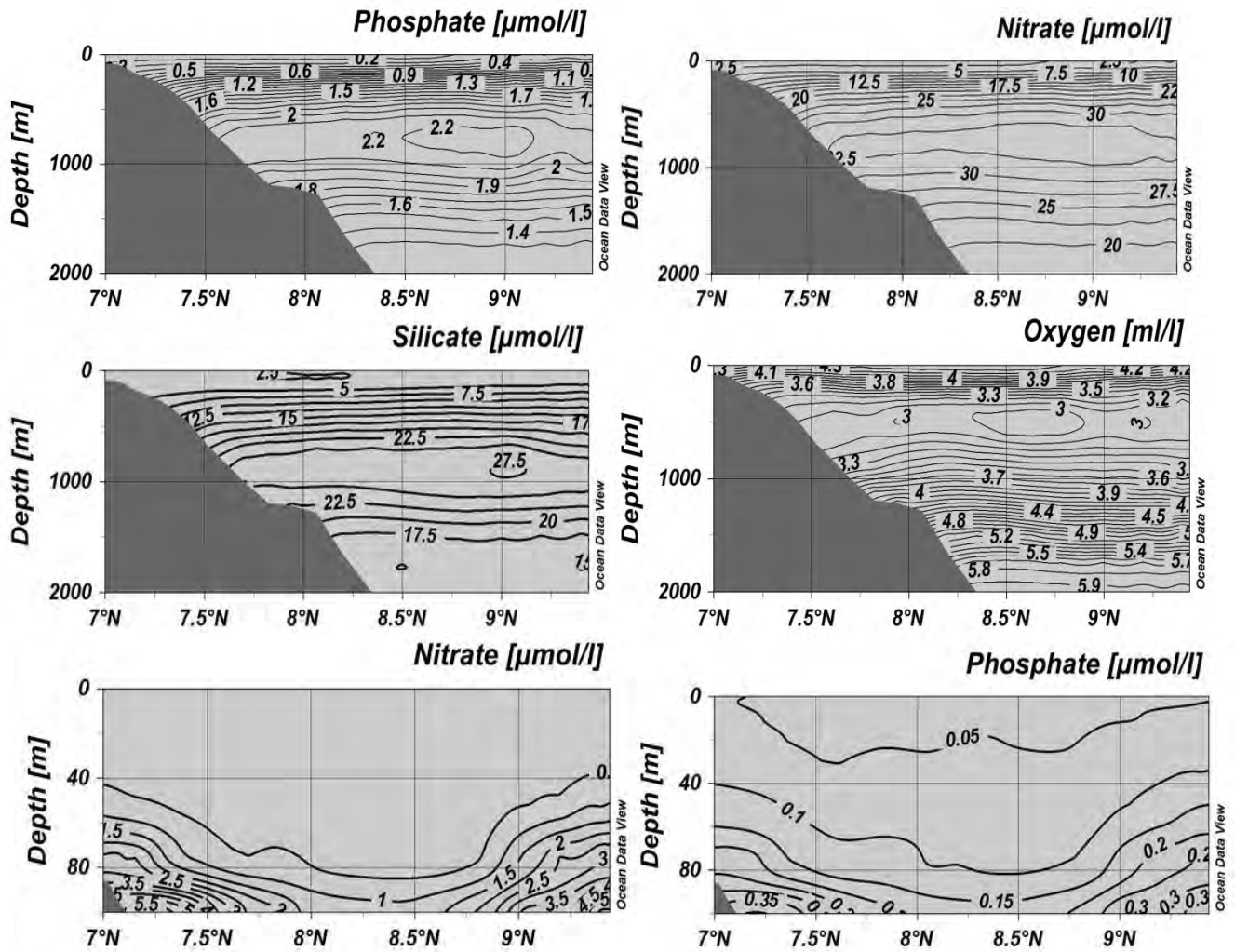


Рис.3 – Пространственное распределение гидрохимических характеристик на разрезе через Гвианское течение в слое 0-100 и 0-2000 м (октябрь 2008г.)

Существование зоны наименьших градиентов кислорода приводит к «сжатию» сверху слоя с содержанием кислорода  $>3,1$  мл/л, а снизу аналогичное действие оказывает, вероятно, восходящее движение глубинных вод. Благодаря этому слой минимума кислорода, околнуренный изолинией  $3,1$  мл/л, имеет ограниченную, четкую толщину 300-700 м (рис.3.11). Рассчитанные градиенты имеют такой порядок: в верхнем слое (0-300 м) –  $0,004$  мл/л·м<sup>-1</sup>; в нижнем слое (700-2000 м) рассчитанный градиент в два раза меньше –  $0,002$  мл/л·м<sup>-1</sup>; в слое минимума кислорода (300-700 м) градиент равен нулю при значении кислорода  $\leq 3,1$  мл/л·м<sup>-1</sup>.

Обращает на себя внимание почти полное отсутствие верхнего однородного слоя и быстрое нарастание дефицита кислорода с глубиной. Эта особенность является результатом сочетания высоких скоростей биохимического потребления кислорода в верхнем слое с существованием на малых глубинах

очень резкого слоя скачка плотности, который резко

затрудняет поступление кислорода в нижележащие слои. С удалением от берега скорости потребления кислорода уменьшаются, слой скачка становится менее развитым, поэтому и вертикальные градиенты кислорода значительно уменьшаются, а толщина однородного слоя возрастает. В распределении биогенных веществ наблюдаются максимальные концентрации нитратов ( $34-35 \mu\text{mol/l}$ ) и фосфатов ( $2,1-2,2 \mu\text{mol/l}$ ) в слое кислородного минимума. Интересно отметить также распределение силикатов по глубине. Обычно в распределении силикатов в различных акваториях, характерна тенденция увеличения концентраций с глубиной. В исследуемой же акватории максимальные концентрации силикатов наблюдаются в слое 750-1100 м (под слоем кислородного минимума) и достигают максимальных значений  $26-28 \mu\text{mol/l}$  (рис.3). Далее с увеличением глубины, концентрации заметно уменьшаются и уже на горизонте

2000 м составляют  $15 \mu\text{mol/l}$  (рис.3).

На западном участке антициклонического круговорота район исследований находился в зоне течения Гольфстрим. В распределении биогенных веществ и растворенного в воде кислорода в верхней фотической зоне прослеживается интересная закономерность в ходе изолиний (рис.4). На разрезе через Гольфстрим в районе материковой отмели в прибрежных водах наблюдается одинаковое распределение изолиний всех рассматриваемых биогенных веществ, растворенного в воде кислорода и хорошо согласуется с распределением температуры воды (рис.4.). Наибольшие концентрации всех биогенных веществ приурочены к прибрежным водам Гольфст-

рима и содержатся в слое 90-100 м (рис.4). Также в этом слое отмечено минимальное содержание кислорода ( $4,0 \text{ мл/л}$ ), которое согласуется с распределением температуры воды. В распределении температуры воды в прибрежных водах наблюдается резкий наклон изотерм, которые характеризуются пониженными значениями температуры воды ( $14-15 \text{ }^\circ\text{C}$ ), т.к. с северо-запада от потока Гольфстрима на материковой отмели располагаются опресненные и более холодные прибрежные воды. Далее, по мере приближения к Саргассовому морю, концентрации биогенных веществ уменьшаются, т.к. данная акватория характеризуется низкой биологической продуктивностью.

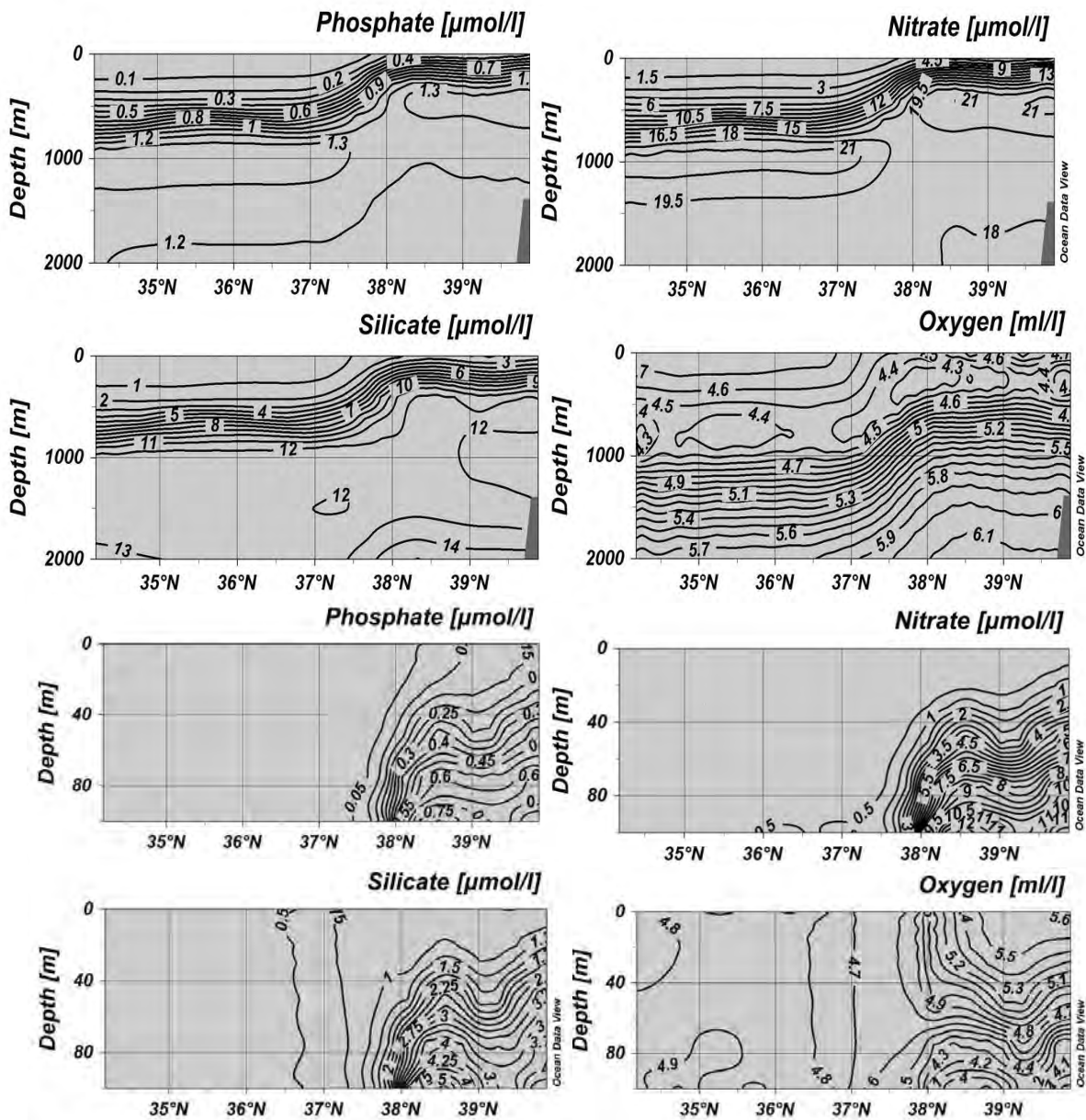


Рис. 4 – Пространственное распределение гидрологических и гидрохимических характеристик на разрезе через течение Гольфстрим в слое 0-100 и 0-2000 м (ноябрь 2008г.).

Зона Гольфстрима характеризуется языкообразными изолиниями сравнительно низкого содержания кислорода в слое минимума – 3,8-4,0 мл/л (рис.4). По мере приближения к Саргассовому морю, глубина залегания кислородного минимума увеличивается и составляет 600-1000 м. Вблизи прибрежных вод глубина кислородного минимума лежит выше и наблюдается в слое 250-400 м. Такое распределение кислородного минимума можно объяснить следующим образом.

Именно во фронтальной зоне Гольфстрима, после его отхода от берегов Северной Америки создаются благоприятные условия развития жизни, увеличивается расход кислорода на окисление, вследствие чего минимальные концентрации кислорода понижаются и распределяются выше, чем в районе Саргассова моря (рис.4). Также языкообразными изолиниями характеризуется распределение рассматриваемых биогенных веществ (рис.4). Максимальные концентрации фосфатов наблюдаются в слое кислородного минимума по всему разрезу и изменяются в пределах 1,3-1,35  $\mu\text{mol/l}$ , причем одинаковые концентрации зарегистрированы как в прибрежных водах, так и по мере приближения к Саргассовому морю (рис. 4).

Такая же тенденция наблюдается и в распределении нитратов, где концентрации в слое кислородного минимума составляют по всему разрезу 20-21  $\mu\text{mol/l}$ . Такое распределение фосфатов и нитратов может быть связано с меандрированием течений. Т.к. одной из характерных особенностей Гольфстрима является

образование севернее и южнее от него вихрей с циклоническим и антициклоническим вращением вод, которые могут оказывать влияние на перенос биогенных веществ.

За счет образования местных замкнутых вихрей в этих океанских течениях имеют место поперечные волны (меандры). Меандрирование течений дает начало образованию резких фронтов, что отделяет Гольфстрим от Саргассова моря. Внутри круговоротов располагаются воды, отличающиеся по своим характеристикам от вод Гольфстрима. Южнее от Гольфстрима (в водах Саргассова моря) внутри циклонических вихрей находятся склоновые воды, более холодные и менее соленые и как было показано выше со значительными концентрациями биогенных веществ.

Севернее от Гольфстрима (в склоновых водах) антициклонические вихри содержат в центре воду Саргассова моря. Таким образом, меандрирование Гольфстрима, образование справа и слева от него вихрей с циклоническим и антициклоническим вращением вод оказывает влияние на распределение растворенного в воде кислорода и содержание биогенных веществ.

На примере фосфатов проведен расчет количественного переноса биогенных веществ системой течений. С помощью программы ODV по данным экспедиционных исследований температуры и солёности морской воды на различных разрезах рассчитаны геострофические скорости течений (рис. 5).

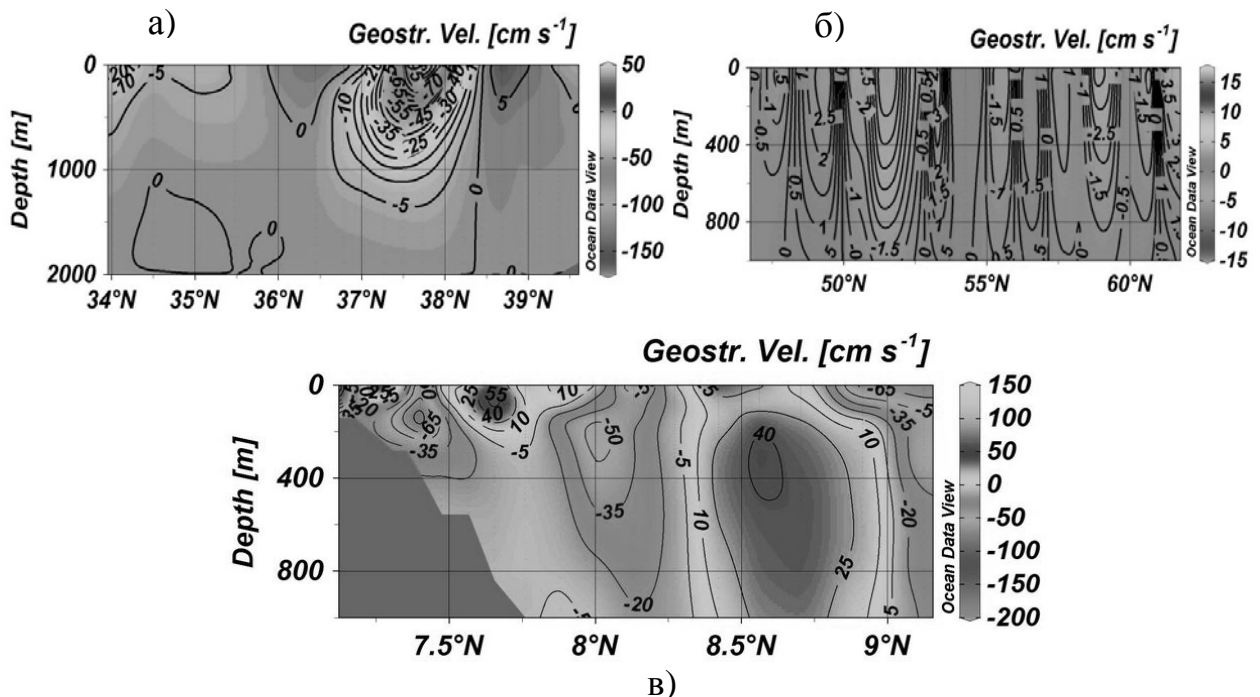


Рис. 5 – Геострофические скорости течений на разрезах через течения: Гольфстрим (а), Северо-Атлантическое (б), Гвианское (в).

Для количественной оценки переноса биогенных веществ системой течений с помощью построенных карт пространственного распределения геострофических скоростей течений рассчитаны расходы воды в единицу времени

$$q_j^i = \bar{C}_j^i \cdot L^i \cdot 1852 \cdot \Delta P_j^i, \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}, \quad (1)$$

где  $\bar{C}_j^i$  - средняя скорость течения между соседними станциями в слое  $\Delta P_j^i$ ;

$L^i$  - расстояние между  $i$  и  $i+1$  станцией в милях.

Далее рассчитываются суммарные расходы воды по всему слою между двумя соседними станциями и по всему разрезу:

$$Q^i = \sum_{j=1}^{n-1} q_j^i, \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}. \quad (2)$$

Затем по полученному расходу воды, рассчитано весовое количество биогенных веществ переносимых потоком в единицу времени:

$$g_j^i = q_j^i \cdot \bar{M}_j^i, \quad (3)$$

где  $\bar{M}_j^i$  - средняя концентрация биогенных веществ в слое  $\Delta P$  между двумя соседними станциями разреза.

С использованием вышеописанной методики [2] проведен расчет расходов биогенных веществ на примере фосфатов. Расход воды и биогенных веществ, переносимых потоком в единицу времени рассчитывались для слоя 0-2000 м. Полученные результаты показали, что наиболее интенсивный перенос фосфатов ( $12,8 \cdot 10^3 \text{ г} \cdot \text{с}^{-1}$ ) наблюдается в акватории Гвианского течения при расходе воды  $35,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Причем, основной поток направлен вдоль материкового склона на север, где наблюдаются наибольшие скорости течения, до  $150 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  на поверхности (рис. 5). Также значительный перенос наблюдается на разрезе через течение Гольфстрим, где расход фосфатов составил  $9,4 \cdot 10^3 \text{ г} \cdot \text{с}^{-1}$  при расходе воды  $49,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Наименьшие расходы биогенных веществ ( $5,6 \cdot 10^3 \text{ г} \cdot \text{с}^{-1}$ ) зарегистрированы в акватории Северо-Атлантического течения, которому свойственны небольшие скорости - до  $15 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  (рис.5б) и расходы воды -  $10,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ .

## ВЫВОДЫ

Показана роль гидродинамических факторов, которые наиболее существенно влияют на распределение и перераспределение биогенных веществ в водах Северной Атлантики. На примере фосфатов получены оценки количественного переноса биогенных веществ системой течений. Определено, что наи-

большие расходы фосфатов ( $12,8 \cdot 10^3 \text{ г} \cdot \text{с}^{-1}$ ) наблюдаются в акватории Гвианского течения, при расходе воды  $35,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Данная акватория, в отличие, от всех исследуемых районов, характеризуется наибольшими концентрациями всех биогенных веществ, что связано в первую очередь с речным и материковым стоком.

Однако существует и подземный сток вдоль продолжения русла (разлом) в шельфовой зоне, который также оказывает влияние на распределение биогенных веществ в океане, что доказано построенными картами пространственного распределения силикатов, где максимальные их величины зарегистрированы в акватории Гвианского течения, в структурной промежуточной зоне, в слое 700-1100 м вдоль всего разреза. Обычно в распределении силикатов в различных акваториях, характерна тенденция увеличения концентраций с глубиной. В исследуемой же акватории Гвианского течения, максимальные концентрации силикатов наблюдаются в слое под кислородным минимумом (700-1100 м) и достигают максимальных значений до  $28 \text{ } \mu\text{mol/l}$ . Далее с увеличением глубины, концентрации заметно уменьшаются и уже на горизонте 2000 м составляют  $15 \text{ } \mu\text{mol/l}$ . По количественным оценкам наибольшие концентрации биогенных веществ, в слое кислородного минимума, по сравнению со всеми исследуемыми акваториями наблюдаются на разрезе через Гвианское течение:  $\text{HPO}_4 - 2,1-2,2 \text{ } \mu\text{mol/l}$ ;  $\text{NO}_3 - 30-33 \text{ } \mu\text{mol/l}$ ;  $\text{Si(OH)}_4 - 23-28 \text{ } \mu\text{mol/l}$ .

Таким образом, содержание в воде биогенных веществ часто является единственным фактором, лимитирующим развитие фитопланктона и ограничивающим продуктивность морских экосистем. Поэтому очень важно при изучении динамики биогенных веществ учитывать не только спектр биологических и химических процессов, но также и влияние гидрологических условий для понимания процессов распределения и перераспределения гидрохимических характеристик по акватории моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мартин Н.Ф. Химия моря / Н.Ф. Мартин. - Л.: Гидрометеоздат, 1973.- 135 с.
2. Монюшко М.М. Влияние гидрологических условий на распределение различных форм нефти в Северной части Атлантического океана: [монография] /М.М. Монюшко - Одеса, ТЭС, 2012. - 178 с.
3. Израэль Ю.А. Антропогенная экология океана / Ю.А. Израэль, А.В. Цыбань. - Л.: Гидрометеоздат, 1989.-528 с.
4. National oceanographic data center (NODC) [Электронный ресурс]. - Режим доступа: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/woaselect/woaselect.html>.



## REFERENCES

1. Martin N.F. *Himiya morya* [Chemistry of the sea]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1973, 135 p.
2. Monyushko M.M. *Vliyanie gidrologicheskikh usloviy na raspredelenie razlichnykh form nefi v Severnoy chasti Atlanticheskogo okeana* [The influence of hydrological conditions on the distribution of various forms of oil in the Northern part of the Atlantic ocean]. Odessa: TES, 2012, 178 p.
3. Izrael Yu.A., A.V. Tsyiban. *Antropogennaya ekologiya okeana*. [Anthropogenic ecology of the ocean]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989, 528 p.
4. *National oceanographic data center (NODC)*. Available at: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/woaselect/woaselect.html>

## THE DISTRIBUTION OF BIOGENIC SUBSTANCES IN WATERS OF THE NORTH ATLANTIC

**M.M. Moniushko**, Cand. Sci (Geogr), Assoc. Prof

*Odessa State Environmental University,  
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, monuyshko@yandex.ua*

The article considers the main regularities of distribution of biogenic elements in accordance with the dissolved oxygen and hydrological characteristics of the marine environment. To study the spatial distribution of biogenic elements taken three main forms of substances in the marine environment: phosphates, nitrates, silicates. Because these compounds in ocean are crucial importance for the development of life.

Shows the role of hydrodynamic factors that most significantly affect the distribution and redistribution of nutrients in the waters of the North Atlantic. Quantitative evaluation of the nutrient transport system of currents. The calculated weight amount of phosphates transported by the stream per unit time.

**Keywords:** biogenic elements, oxygen low, water area, currents, water flow.

## ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ БІОГЕННИХ РЕЧОВИН У РІЗНИХ АКВАТОРІЯХ ПІВНІЧНОЇ АТЛАНТИКИ

**М.М. Монюшко**, к. геогр. н., доцент

*Одеський державний екологічний університет,  
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, monuyshko@yandex.ua*

У статті розглядаються основні закономірності розподілу біогенних елементів у відповідності з розчиненим у воді киснем і гідрологічними характеристиками морського середовища. Проведена оцінка кількісного переносу біогенних речовин системою течій. Розраховано вагову кількість фосфатів, що переносяться потоком в одиницю часу.

**Ключові слова:** біогенні речовини, кисневий мінімум, акваторія, течії, витрати води.

*Дата першого подання: 30.09.2015*

*Дата надходження остаточної версії: 10.11.2015*

*Дата публікації статті: 26.11.2015*