

ISSN 2311-0902

НОМЕР 14

2014

УКРАЇНСЬКИЙ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ
ЖУРНАЛ

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ
Заснований у 2005 р.

Виходить 2 рази на рік

СВІДОЦТВО
про державну реєстрацію
серія КВ №9687 від 21.03.2005

РЕКОМЕНДОВАНО
до друку
Вченою радою
Одеського державного
екологічного університету
26.06. 2014 р. протокол №6

ЗАСНОВНИК
Одеський державний екологічний
університет

Адреса редакційної колегії:
м. Одеса, 65016, вул. Львівська, 15
тел. (0482) – 35-73-71

ОДЕСА 2014

“Український гідрометеорологічний журнал” є міжвідомчим виданням, у якому публікуються нові результати теоретичних та експериментальних наукових і науково-прикладних досліджень у галузях метеорології, фізики атмосфери, геофізики, агрометеорології, гідрології, океанології, гідрографії, охорони навколишнього середовища.

В журналі також друкуються статті та огляди з методичних аспектів та історії гідрометеорологічної діяльності.

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

Матеріали друкуються українською, англійською або російською мовами.

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

О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Підписано до друку 26.06. 2014 р. Формат: 60x84 / 8. Папір офсетний.
Гарнітура: Times New Roman. Друк офсетний. Умов.друк.арк. 29.06. Наклад 150 пр. Зам. № 755.

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

ЗМІСТ

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Шевченко О.Г., Кульбіда М.І., Сніжко С.І., Щербуха Л.С., Данілова Н.О.</i> Рівень забруднення атмосферного повітря міста Києва формальдегідом.....	5
<i>Алексеева Т.М.</i> Грунтово-рослинний покрив як показник забруднення атмосферного повітря важкими металами	16

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.</i> Масштаби приземного и пограничного слоя атмосфери.....	23
<i>Івус Г.П., Гурська Л.М., Марчишин Р.М.</i> Мінливість характеристик снігового покриву на метеостанції Славське протягом 1990-2010 років.....	35
<i>Семенова І.Г.</i> Використання вегетаційних індексів для моніторингу посух в Україні.....	43
<i>Серга Э.Н., Сущенко А.И.</i> Климатическое районирование полей среднемесячной температуры воздуха в северной части Тихого океана в зимний период.....	53
<i>Антоненко В.С., Недострелова Л.В.</i> Інтегральні переноси різних видів енергії під час блокування атмосферних процесів.....	68
<i>Балабух В.О., Лавриненко О.М., Малицька Л.В.</i> Особливості термічного режиму 2013 року в Україні.....	79

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О., Боровська Г.О.</i> Зміна показників термічного режиму повітря в Україні на період до 2030 р.....	95
<i>Польовий А.М., Блищук Д.В., Феоктістов П.О.</i> Динамічна модель формування зимостійкості рослинами озимої пшениці на території Південного Степу України.....	105
<i>Ляшенко Г.В., Жигайло Т.С.</i> Моделирование влияния изменения климата на продуктивность технических сортов винограда в Северном Причерноморье	112
<i>Ляшенко Г.В., Маринин Е. И.</i> Модель вероятности повреждения заморозками винограда различных сортов на территории Одесской области.....	123

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<i>Гопченко Є.Д., Романчук М.Є.</i> Теоретична база для розрахунку характеристик максимального стоку невеликих річок.....	129
<i>Обухов Є.В.</i> Визначення втрат води на випаровування з Дніпровських водосховищ за узагальненою формулою.....	136

<i>Лобода Н.С., Божок Ю.В.</i> Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за метеорологічними даними.....144
<i>Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р., Овчарук В.А.</i> Обґрунтування методики розрахунку характеристик максимального стоку водопіль і дощових паводків в басейні Хаджибейського лиману.....155
<i>Захарова М.В.</i> Оцінка якості вод р. Південний Буг в пункті м. Вінниця за показниками окиснюваності163
<i>Юрасов С.Н., Горун В.В.</i> Применение конечно-разностных схем при моделировании неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке.....172
<i>Сніжко С.І., Павельчук Є.М., Дідовець Ю.С.</i> Уточнення норм та характерних періодів зміни середнього річного стоку річок Житомирської області.....185
<i>Обухов Е.В., Корягина Е.С.</i> Дефицит насыщения водяного пара и испарение с водной поверхности Каховского водохранилища.....194
<i>Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В.</i> Науково-методична база для визначення тривалості схилового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль.....205

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

<i>Бардан С.И., Сербов Н.Г.</i> Условия формирования состава доминирующих групп в бактериальных ценозах зимнего планктона на примере Печорского моря.....213
<i>Белокопытов В.Н.</i> Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря.....227
<i>Попов Ю.И., Полонский А.Б.</i> О некоторых структурно-динамических особенностях антициклонических вихрей северо-западной части материкового склона Черного моря.....236

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

УДК 502.3:504.5

О.Г. Шевченко¹, к. геогр. н., М.І. Кульбіда², к. геогр. н., С.І. Сніжко¹, д. геогр. н.,
Л.С. Щербуха², Н.О. Данілова¹, асп.

¹ Київський національний університет імені Тараса Шевченка

² Український гідрометеорологічний центр

РІВЕНЬ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ МІСТА КИЄВА ФОРМАЛЬДЕГІДОМ

В статті описані основні джерела надходження формальдегіду в атмосферне повітря великих міст. Розглянуто часову динаміку середньорічних концентрацій формальдегіду в атмосфері м. Києва, проаналізовано рівень забруднення повітря цією домішкою в різних частинах міста, встановлено повторюваність випадків перевищення формальдегідом максимально-разової та середньодобової гранично допустимих концентрацій.

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

Вступ. Високі концентрації формальдегіду в повітрі великих міст останнім часом стають серйозною проблемою. Ще в 1992 р. Каліфорнійське природоохоронне агентство (Cal/EPA) ідентифікувало формальдегід як токсичну забруднювальну речовину. В 1987 р. та повторно в 1995 р. Міжнародне агентство дослідження раку виявило, що формальдегід має канцерогенний вплив на людей та тварин. В 1987 р. Агентство із захисту навколишнього середовища США (U.S. EPA) на основі серії дослідів на щурах з виявленням раку носоглотки класифікувало формальдегід як ймовірний канцероген для людини та розрахувало для нього так званий потенційний фактор канцерогенності, який використовується в розрахунках ризиків впливу навколишнього середовища на організм людини.

В Україні та країнах СНД в якості гігієнічного нормативу для формальдегіду, як і для інших атмосферних забруднювальних речовин, використовують величини середньої добової гранично допустимої концентрації (ГДКс.д.) та максимально разової гранично допустимої концентрації (ГДКм.р.).

За даними Всесвітньої організації охорони здоров'я у повітрі міст середній вміст формальдегіду коливається в межах від 1 до 20 мкг/м³, проте, у випадку інтенсивного автомобільного руху або несприятливих метеорологічних умов для розсіювання цієї домішки (приземні інверсії, високі температури повітря) її вміст може досягати 100 мкг/м³ (0,1 мг/м³) [18]. В [16] зазначається, що в районі м.Сан-Франциско концентрації формальдегіду коливаються від 1,23 до 105 мкг/м³, хоча найчастіше спостерігаються концентрації в діапазоні від 4 до 43 мкг/м³.

Для більшості міст Білорусії у формування індексу забруднення атмосфери основний внесок здійснює саме формальдегід (його частка становить від 51 до 90 %) [3]. В столиці Білорусії – м. Мінськ в 2012 р. лише в 0,15 % проб вміст формальдегіду перевищував ГДКм.р. Проте на всіх станціях контролю забруднення повітря фіксувалися незначні перевищення ГДКм.р. (в 1,1–1,2 раза), найвищі концентрації складали 1,5 – 3,4 ГДКм.р. [5]. Варто відзначити, що в 2010 р. Міністерство охорони здоров'я Білорусії розробило та ввело нові нормативи гранично допустимих концентрацій забруднювальних речовин в атмосферному повітрі [6], згідно цих нормативів ГДКс.д. у чотири рази вища, ніж

відповідний український норматив і становить $0,012 \text{ мг/м}^3$, в той час як ГДКм.р. навіть дещо нижче (приблизно на 15 %) і становить $0,030 \text{ мг/м}^3$.

За даними [1] за десять років (1996–2005 рр.) кількість російських міст, в яких середньорічна концентрація формальдегіду перевищує ГДКс.д. зросла з 94 до 120; у Москві це перевищення дуже значне і за даними Московського ЦГМС-Р в 2012 р. сягнуло величини 5,3 ГДК [12].

В Україні в 2010 р. у 86 % від кількості міст, де проводились спостереження за вмістом формальдегіду, спостерігалось перевищення ГДК за середньорічними концентраціями, в окремих містах середньорічні концентрації сягали 5 ГДК і вище (Лисичанськ, Маріуполь, Рубіжне, Северодонецьк, Дніпродзержинськ і Одеса) [15], в Києві середньорічна концентрація становила 2,7 ГДК. Враховуючи те, що формальдегід є алергеном та канцерогеном, може спричиняти до виникнення онкологічних захворювань та здійснює на організм людини загальнотоксичну дію, дослідження його вмісту у повітрі (особливо густозаселених районів), основних джерел надходження та фотохімічних реакцій за його участю набувають особливої актуальності, адже, знання цих особливостей дадуть змогу наблизитися до вирішення проблеми прогнозування та зниження концентрацій цієї домішки у повітрі.

Аналіз останніх досліджень. Вивченню якості атмосферного повітря міст України останнім часом приділяється немало уваги [8–9, 14]. Більшість робіт присвячені комплексній оцінці рівня забруднення окремих міст чи регіонів, в яких серед інших домішок також розглядається вміст формальдегіду у повітрі. Проте окремі роботи українських вчених сфокусовані на дослідженні лише цієї домішки. Наприклад, в [4] ретельно розглянуто одне з основних джерел надходження формальдегіду в атмосферне повітря – автомобільний транспорт; Беляєва І.В., Орлова С.А., Боробова Н.А. [2] здійснили детальне дослідження забруднення атмосферного повітря м. Донецька формальдегідом. Для Києва, в якому протягом останніх років спостерігається підвищення концентрацій цієї домішки, аналогічні дослідження не проводилися.

Матеріали та методи досліджень. Для виконання даної роботи було використано матеріали строкових спостережень Державної гідрометеорологічної служби України за вмістом формальдегіду на 10 стаціонарних постах м. Києва за період 2008–2012 рр. Дослідження багаторічної динаміки забруднення атмосферного повітря міста формальдегідом здійснено за даними ЦГО (використана інформація про середньорічні концентрації за період з 1998 по 2012 рр.). З метою вивчення основних джерел надходження формальдегіду нами було проаналізовано вітчизняну та зарубіжну наукову літературу, присвячену даній проблемі.

Виклад основного матеріалу. *Джерела надходження формальдегіду в атмосферне повітря.* Формальдегід належить до атмосферних забруднювальних речовин, що надходять в повітря від значної кількості різноманітних джерел. Какарека С.В. та Мальчихина А.В. [7] виділяють такі групи джерел надходження формальдегіду в атмосферне повітря:

1. *Підприємства, що використовують формальдегід у своїй діяльності.* Формальдегід використовується при виробництві деревної продукції; ізоляційних матеріалів з карбомідоформальдегідних матеріалів; мінеральної вати та скловати; паперової продукції; лаків та фарб; текстилю; продуктів для чистки та догляду; дезінфікуючих засобів та консервантів; косметики. В металургії формальдегід використовується в якості антикорозійної речовини для металу, в ливарному виробництві він входить до складу в'язучих речовин для виробництва стрижнів. Крім того, джерелами забруднення повітря формальдегідом є плавильні агрегати, печі термічної обробки та сушки для форм і ковшів. В сільському господарстві формальдегід використовується як фумігант для профілактики плісняви та гнилі в

зерні. Пари формальдегіду застосовують в птахівництві для дезінфекції інкубаційних яєць та обладнання. В харчовій промисловості формальдегід використовується для зберігання сухих продуктів, риби та деяких масел і жирів, дезінфекції контейнерів [6].

2. *Стаціонарне спалювання палива та відходів.* Формальдегід утворюється завдяки фотохімічному окисленню вуглеводнів чи інших попередників, що вивільняються в процесі горіння як проміжний продукт. Зі збільшенням температури горіння реакційної суміші викиди формальдегіду збільшуються [7].

3. *Пересувні джерела.* Джерелом викидів формальдегіду від автотранспорту є вихлопні гази, в складі яких міститься більше цієї домішки порівняно з викидами стаціонарних установок, що спалюють паливо. Це спричинено тим, що в двигунах внутрішнього згорання тривалість горіння обмежена частками секунди, а холодні стінки камери перешкоджають повному згоранню пального, що призводить до викидів продуктів неповного згорання.

В [4] зазначається, що обсяги надходження формальдегіду в атмосферне повітря від різних автомобілів значною мірою визначаються типом пального – найбільша кількість цієї забруднювальної речовини надходить в повітря від автомобілів, що працюють на метані (табл. 1). Утворення формальдегіду з природного газу активно відбувається за високого тиску та високих температур. Саме такі умови спостерігаються при спалюванні природного газу у циліндрі двигуна, крім того, ще додається вплив стінок металу циліндра, в якому відбувається процес. Згідно ланцюгової теорії Семенова-Гіншельвуда [4], металеві стінки сприяють обриву ланцюгів при протіканні окислення природного газу і замість утворення кінцевих продуктів окислення утворюється проміжний продукт – формальдегід.

Таблиця 1 – Вміст окремих забруднювальних речовин (мг/м³) у вихлопних газах автомобілів, що використовують різне паливо (за [4])

Речовина	Тип палива		
	Газ метан	Бензин А-80	Бензин А-95
Формальдегід	0,177	0,057	0,074
Оксид азоту	0,242	0,102	0,058
Діоксин азоту	0,180	0,051	0,077
Сірчистий газ	0,008	0,147	0,008
Оксид вуглецю	10,0	60	12,0

Саме зі зростанням частки автомобільного транспорту, який працює на природному газі, і може бути пов'язано підвищення концентрацій формальдегіду у повітрі міст України [4], що спостерігається протягом останніх 5–7 років.

4. *Матеріали, що містять формальдегід* (відбувається його випаровування).

5. *Міські пожежі, звалища побутових та промислових відходів.*

6. *Природні джерела.*

За традиційною класифікацією, що використовується для всіх джерел забруднювальних домішок атмосфери, джерела формальдегіду можна розподілити на дві основні групи – природні та антропогенні. Крім того, в кожній з цих груп виділяють первинні та вторинні джерела [13].

До *первинних природних* джерел належать лісові пожежі та виділення тваринами (хоча в [20] відзначається, що оскільки на сьогоднішній день тваринництво та насадження/знищення лісів перебувають під сильним впливом людини, то ці джерела можна зарахувати до природних лише умовно), також до цієї групи джерел належать виділення рослинами та вулканічні гази. Значно більша частка формальдегіду в природі

формується з *вторинних джерел* – при фотоокисленні різноманітних органічних сполук біологічного походження. Одним з основних попередників формальдегіду у фоновій атмосфері є метан (при фотоокисленні метану в атмосфері формальдегід утворюється як проміжний продукт).

Серед *антропогенних первинних джерел* надходження формальдегіду в атмосферне повітря основними є стаціонарні установки для спалювання викопного палива (серед яких провідна роль належить теплоелектростанціям), сміттєспалювальні заводи, а також двигуни внутрішнього згорання. Помітним є внесок споруд біологічної очистки стічних вод, підприємств нафтохімії, вугільної промисловості, виробництва пластмас, деревообробки [13].

Органічні сполуки практично усіх класів фотоокислюючись в атмосфері, утворюють формальдегід (або інші карбонільні сполуки). Відповідно цей процес є важливим *вторинним антропогенним джерелом* утворення формальдегіду у великих містах та промислових регіонах. Основними антропогенними джерелами викидів вуглеводнів, крім вихлопних газів автомобілів, є випаровування бензину, природного та зрідженого газу, нафтопереробка, лакофарбова промисловість, виробництво поліетилену.

В [13] зазначається, що оскільки формальдегід належить до реакційно здатних сумішей, то його вміст в атмосфері формується як результат динамічної рівноваги між джерелами та стоками. Тривалість перебування в атмосфері визначається процесами фоторозкладу та взаємодією з реакційно здатними частинками. Тривалість перебування формальдегіду значною мірою визначається інтенсивністю сонячної радіації (яка залежить від географічної широти місцевості і висоти Сонця над горизонтом) і може суттєво відрізнятися в різні сезони та частини доби.

Утворення формальдегіду в реакційній суміші за умов близьких до атмосферних зафіксовано в процесах фотохімічного окислення метану, етану, ізопрену, етилену, 1-бутену, пропілену, ізопрену, толуолу, алкенів C₅-C₈, метанолу, диметилсульфіду, стиrolу, окремих ацетиленових вуглеводнів [13]. За наявності в повітрі оксидів азоту утворення формальдегіду з органічних домішок відбувається за участі атомів кисню та озону, що утворюються в результаті фотолізу NO₂. Ці процеси відбуваються в безвітряну ясну сонячну погоду – за метеорологічних умов, що сприяють накопиченню домішок та подальшим їх трансформаціям.

Отже, у великих містах надходження формальдегіду в атмосферне повітря формується за рахунок первинних джерел (тобто – безпосередньо із джерел викидів) та вторинних (утворення цієї забруднювальної домішки з прекурсорів за сприятливих умов внаслідок фотохімічних реакцій в атмосфері).

Джерела забруднення атмосферного повітря м. Київ. 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 87,3 % і 12,7 % на стаціонарні. У структурі викидів шкідливих речовин в атмосферне повітря стаціонарними джерелами забруднення за видами економічної діяльності переважають викиди, спричинені виробництвом та розподілом електроенергії, газу та води, їх частка в 2011 р. становила близько 83 %. 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 "Житло теплоенерго" та філіал заводу з термічної переробки побутових відходів "Енергія". Основні стаціонарні джерела характеризуються досить нерівномірним територіальним розміщенням.

Викиди від пересувних джерел у Києві майже повністю формуються за рахунок викидів від автомобільного транспорту. Виділяють кілька типових елементів міської

інфраструктури, в яких розташовані місця інтенсивних викидів в атмосферне повітря від автотранспорту: міська автомагістраль, міське перехрестя та вуличний каньйон (автомагістраль, що обмежена з обох боків високими будівлями – чим менша ширина каньйону, тим вищими можуть бути концентрації). До локального забруднення менших масштабів призводять викиди, що здійснюються на автостоянках та в глухих подвір'ях і подвір'ях-колодязях.

Отже, 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. Саксаганського, Бесарабська пл., Набережне шосе, бульв. Тараса Шевченка, просп. та пл. Перемоги, Червонозоряний просп., бульв. Івана Лепсе, просп. Комарова, Московська пл. На окремих з них інтенсивність руху понад 3000 автомобілів за годину, на Хрещатику майже 5,5 тис. автомобілів [10].

Динаміка вмісту формальдегіду в атмосферному повітрі Києва. З метою встановлення основних тенденцій вмісту формальдегіду в повітрі Києва були проаналізовані часові ряди середньорічних концентрацій по місту за період 1998–2012 рр. (рис. 1).

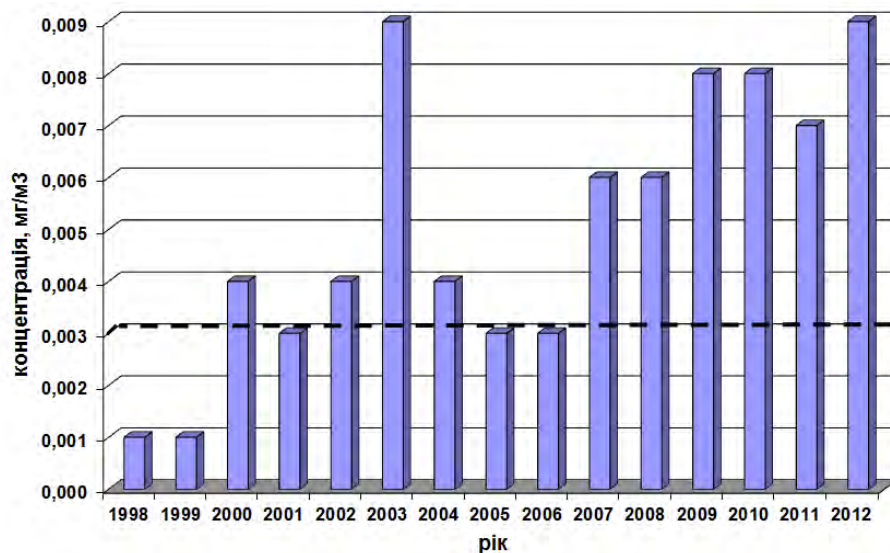


Рис.1. – Динаміка середньорічних концентрацій формальдегіду в повітрі м. Києва за 1998–2012 рр.

До 2008 р. в динаміці концентрацій формальдегіду складно встановити односпрямовану тенденцію. Проте, починаючи з 2008 р. зафіксовано поступове зростання рівня забруднення цієї домішкою в Києві. Найвищі середньорічні концентрації за період 1998–2012 р. спостерігалися в 2003 та 2012 рр. і становили 0,009 мг/м³. Варто відзначити, що середньодобова гранично допустима концентрація для формальдегіду становить 0,003 мг/м³, отже, починаючи з 2007 р. в Києві середньорічна концентрація формальдегіду постійно перевищує даний санітарно-гігієнічний норматив в два та більше рази.

Попередній аналіз вихідних даних та результати досліджень для інших міст [1] показали, що концентрації формальдегіду в зимовий період є невисокими і не створюють потенційної загрози для населення міст (що спричинено переважанням похмурої погоди у помірних широтах та незначним надходженням сонячної радіації і, відповідно, слабкою інтенсивністю перебігу фотохімічних реакцій, які здійснюють

значний внесок у надходження формальдегіду в атмосферу міст). В Римі в літній період формальдегід, що утворився шляхом фотохімічних реакцій в атмосфері міста, становить приблизно 80–90 %, а в зимовий період його частка знижується до 35 % [19]. В [2] зазначається, що в Донецьку найвищі концентрації формальдегіду відмічаються в травні–вересні, а в 2009 р. середньомісячні концентрації квітня та травня і вересня та жовтня відрізнялися майже в 2 рази. Дані ЦГО [15] також свідчать про підвищення середньомісячного вмісту формальдегіду у повітрі міст України з квітня по вересень. Саме тому нами для здійснення даного дослідження було обрано частину року з травня по вересень включно (як період, найбільш сприятливий для фотохімічного утворення формальдегіду в атмосфері).

В Києві спостереження за вмістом формальдегіду в атмосферному повітрі проводяться на 12 постах спостереження за забрудненням (ПСЗ) (табл. 2), розташованих в різних районах міста. Будь-який пост працює за програмою, що розроблена спеціально для нього (з урахуванням місця розташування, близькості до джерел викидів, інших чинників). На постах м. Києва спостереження виконуються за повною (01, 07, 13 та 19 години) або скороченою програмою (7 та 19 години) протягом всього року, крім неділь та святкових днів. Спостереження за вмістом формальдегіду проводяться за повною програмою на всіх постах, окрім ПСЗ № 21 (скорочена програма). Концентрації формальдегіду на ПСЗ № 5 почали вимірювати лише з 2012, на ПСЗ № 20 – з 2011 р., Оскільки ряди даних на цих постах налічують лише 1–2 роки, тобто є значно коротшими від інших та не відповідають вимогам щодо тривалості періоду осереднення даних моніторингу атмосфери для оцінки рівня забруднення [11], нами в цьому дослідженні дані цих двох ПСЗ не використовуються.

Таблиця 2 – Розташування постів спостережень за забрудненням в м. Києві, на яких вимірюють концентрації формальдегіду

№ ПСЗ	Місце розташування
ПСЗ № 1	вул. Стражеска (на перетині з бульв. Івана Лепсе, Борщагівка)
ПСЗ № 2	вул. Довженка, 8 (поблизу ст.м. Шулявська)
ПСЗ № 3	вул. Попудренка, 50 (неподалік від ст.м. Чернігівська)
ПСЗ № 5	просп. Науки, 37
ПСЗ № 6	пл. Перемоги
ПСЗ № 7	пл. Бесарабська
ПСЗ № 8	бульв. Лесі Українки, 29
ПСЗ № 9	вул. Каунаська, 10а (район Ленінградської пл.)
ПСЗ № 11	просп. Перемоги, 98/2 (перетин просп. Перемоги та вул. акад. Туполєва, біля ст.м. Святошин)
ПСЗ № 17	просп. Оболонський, 14
ПСЗ № 20	пл. Московська
ПСЗ № 21	вул. Скляренка, 5 (Куренівка)

Всі пости, дані яких були використані для даного дослідження, розташовані поблизу насичених автомобільних доріг, серед них немає жодного ПСЗ, розташованого в межах паркових зон, тому, відповідно, концентрації формальдегіду на різних постах не будуть відрізнятися суттєво як, наприклад, для двоокису азоту (усереднені концентрації на різних ПСЗ відрізняються більш ніж у 3 рази [14]). Слід зазначити, що

дані ПСЗ № 5 (який розташований в межах зеленої зони на певній відстані від доріг та інших джерел викидів), коли тривалість періоду спостережень задовольнятиме вимоги до усереднення даних, будуть дуже корисними для об'єктивної оцінки рівня забруднення повітря частин міста, що не перебувають під прямим впливом джерел.

Усереднення концентрацій для обраних ПСЗ за період досліджень показало, що найвищий вміст формальдегіду спостерігається на Бесарабській площі (ПСЗ № 7), хоча в 2009 р. вміст формальдегіду найвищим був на площі Перемоги (ПСЗ № 6) (табл. 3). Різниця між найвищою та найнижчою концентрацією по місту, як і варто було очікувати, незначна (від 1,2 раза в 2009 та 2010 рр. до 1,7 раза в 2008 р.). Найнижчі концентрації відмічаються на Борщагівці (ПСЗ № 1), а в окремі роки також на бульварі Лесі Українки (ПСЗ № 8).

Таблиця 3 – Середня концентрації за травень-вересень 2008–2012 р. на різних ПСЗ Києва

Рік/ПСЗ	1	2	3	6	7	8	9	11	17	21
2008	0,006	0,009	0,007	0,010	0,011	0,008	0,008	0,010	0,008	0,007
2009	0,011	0,013	0,012	0,014	0,013	0,012	0,012	0,013	0,013	0,012
2010	0,011	0,012	0,011	0,012	0,014	0,011	0,011	0,012	0,012	0,013
2011	0,009	0,011	0,011	0,010	0,012	0,009	0,010	0,011	0,010	0,010
2012	0,012	0,014	0,012	0,014	0,017	0,012	0,013	0,014	0,013	0,015
Середнє	0,010	0,012	0,011	0,012	0,013	0,010	0,011	0,012	0,011	0,011

В середньому концентрації формальдегіду є однаковими в літні місяці і дещо нижчими в травні та вересні (на 24 % та 36 % відповідно) (табл. 4). Проте, якщо проаналізувати середньомісячні концентрації окремого року, то максимуми спостерігаються і в червні (2011 р.), і у липні (2008, 2012 рр.), і у серпні (2009, 2010 рр.). Оскільки обсяги викидів від автотранспорту не зазнають різких змін протягом літніх місяців, то зростання концентрацій формальдегіду в окремі місяці спричинено перш за все погодними чинниками (переважанням синоптичної ситуації, що була сприятливою для перебігу фотохімічних реакцій та формування формальдегіду чи несприятливою). Наприклад, в 2010 р. найвища середньомісячна концентрація формальдегіду спостерігалася у серпні – за даними [21] з 31 липня по 17 серпня 2010 р. в Києві спостерігалася найпотужніша за столітній період хвиля тепла, що характеризувалася високими температурами повітря та малохмарною погодою зі слабкими вітрами – саме такі умови є оптимальними для накопичення домішок-попередників та утворення формальдегіду в результаті фотохімічних реакцій у забрудненій міській атмосфері.

Таблиця 4 – Концентрації формальдегіду у повітрі м. Києва в різні місяці

Місяць/Рік	2008	2009	2010	2011	2012	Середнє
Травень	0,009	0,009	0,009	0,010	0,012	0,010
Червень	0,009	0,015	0,012	0,017	0,011	0,013
Липень	0,010	0,010	0,013	0,012	0,018	0,013
Серпень	0,009	0,016	0,017	0,007	0,015	0,013
Вересень	0,007	0,012	0,008	0,005	0,010	0,008

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. До того ж, різні домішки за однакових концентрацій в повітрі, будуть спричинювати різний ступінь негативного впливу на довкілля та людей. 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 середньодобовими 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, формальдегід – це токсична речовина II класу небезпеки, ГДК с.д. формальдегіду становить $0,003 \text{ мг/м}^3$, а ГДК м.р. – $0,035 \text{ мг/м}^3$.

Аналіз повторюваності випадків перевищення ГДК м.р. формальдегідом у місті Київ за останні п'ять років показав, що в 2008–2009 рр. не спостерігалось жодного випадку перевищення даного нормативу. В 2010 р. випадки перевищення ГДК м.р. спостерігалися лише в літні місяці – в червні–липні лише на ПСЗ № 2, 7, 9 та 17 і характеризувалися повторюваністю 1–3 %, в серпні перевищення були зафіксовані на всіх ПСЗ міста, на яких проводяться спостереження за вмістом формальдегіду в повітрі, їх повторюваність становила 2–7 % (як вже зазначалося вище, підвищений вміст даної забруднювальної речовини в повітрі в серпні можна пояснити дуже потужною хвилею тепла [21]). В 2011 р. перевищення ГДК м.р. спостерігалися в Києві в червні та липні майже на всіх постах з повторюваністю 1–4,8 %, 1–5,8 % відповідно, в інші місяці перевищення не спостерігалися. В 2012 р., на відміну від інших досліджуваних років, ГДК м.р. було перевищено не лише в літні місяці, а також в травні та вересні на окремих ПСЗ міста (повторюваність перевищення 1–7,1 % та 1 % відповідно). Крім того, в липні та серпні 2012 р. перевищення були зафіксовані на всіх постах (повторюваність 5,8–11,1 % та 1–12,5 %). Отже, аналіз перевищення ГДК м.р. показав, що разові виміряні концентрації в травні–вересні 2012 р. були найвищими порівняно з аналогічним періодом за попередні роки.

Розрахунок середньодобових концентрацій та нормування їх на ГДК с.д. показав, що в Києві в окремі роки влітку концентрації формальдегіду щодня перевищують даний гігієнічний норматив майже на всіх постах – 2010 та 2012 р. (табл. 5). Найнижча повторюваність випадків перевищення ГДК с.д. протягом досліджуваного періоду спостерігалася у 2011 р. – 100-відсоткова повторюваність зафіксована лише на окремих ПСЗ і не в усі місяці.

Нормування концентрацій формальдегіду 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 3 ГДК с.д. та 5 ГДК с.д. Передусім варто відмітити, що за травень–вересень 2008–2012 рр. спостерігалось усього чотири випадки, коли протягом місяця на посту не було зафіксовано перевищення 3 ГДК с.д. (червень 2008 р. ПСЗ № 1, вересень 2011 р. ПСЗ № 2, 8, 9). Значно частіше спостерігалася повторюваність випадків перевищення 3 ГДК с.д., що дорівнювала 100 %. Наприклад, у липні 2012 р. вона була зафіксована на усіх постах, за винятком № 6 та 21, де становила 96,2 % та 92,3 % відповідно; в червні 2009 р. на ПСЗ № 2, 3, 7 та 9, а також ще кілька випадків на різних ПСЗ у різні місяці.

Найнижча кількість випадків перевищення 5 ГДК с.д. спостерігалася у 2008 р. – на більшості постів концентрації, що перевищують даний показник не були зафіксовані взагалі, проте, на посту № 7 такі випадки спостерігалися у всі місяці і їх повторюваність варіювалася від 7,7 % у вересні до 21,7 % у червні, на деяких інших ПСЗ варіювалася від 3,7 % до 8,7 %. В серпні 2009 р., серпні 2010 р., червні 2011 р. та липні 2012 р. на всіх ПСЗ повторюваність випадків перевищення 5 ГДК с.д. була вищою або близькою до 50 % (окремі випадки – понад 80 %).

Таблиця 5 – Повторюваність випадків перевищення ГДК с.д. на постах спостереження за забрудненням міста Києва

Рік	Місяць	ПСЗ									
		1	2	3	6	7	8	9	11	17	21
2008	5	95,8	100,0	91,7	100,0	100,0	91,7	95,0	100,0	95,8	95,8
	6	100,0	100,0	95,7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	7	-*	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	-
	8	100,0	96,0	100,0	100,0	100,0	100,0	96,0	100,0	100,0	92,0
	9	65,4	96,2	76,9	-	96,2	88,5	96,2	100,0	96,2	84,6
2009	5	69,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	95,7	100,0
	6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	7	85,2	85,2	85,2	85,2	-	85,2	86,7	88,9	100,0	92,6
	8	100,0	100,0	100,0	100,0	-	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	9	96,2	96,2	96,2	96,2	100,0	96,2	92,9	96,2	96,2	96,2
2010	5	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	95,5	100,0	100,0	100,0	90,9
	6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	96,2	100,0	100,0	100,0	-
2011	5	87,0	100,0	78,3	100,0	-	-	-	-	-	-
	6	91,7	100,0	91,7	100,0	100,0	95,7	91,7	100,0	95,8	100,0
	7	61,5	88,5	64,7	92,3	92,3	80,8	65,4	96,2	88,5	92,3
	8	76,9	84,6	-	84,6	96,2	73,1	80,8	100,0	84,6	88,5
	9	88,5	88,5	-	88,5	100,0	88,5	84,6	96,2	84,6	88,5
2012	5	100,0	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	-	-	-	-	-	-	-
	7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	8	100,0	100,0	100,0	96,2	100,0	96,2	100,0	100,0	100,0	100,0
	9	96,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

*Якщо у віконці таблиці немає цифри – 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.

Висновки. Вміст формальдегіду в атмосферному повітрі Києва переважно визначається двома основними джерелами – викидами від автотранспорту та утворенням внаслідок фотохімічних реакцій за сприятливих умов з прекурсорів. Динаміка вмісту цієї забруднювальної речовини в повітрі міста є позитивною, поступове зростання концентрацій призвело до того, що в 2010 р. середньорічна концентрація перевищувала ГДК с.д. майже у 3 рази. В Києві в окремі роки влітку

концентрації формальдегіду щодня перевищують середньодобову гранично допустиму концентрацію майже на всіх постах. В окремі місяці спостерігалися випадки стовідсоткової повторюваності перевищення 3 ГДК с.д. і 22-відсоткової – перевищення 5 ГДК с.д. на деяких ПСЗ, що свідчить про формування екстремально високих концентрацій даної домішки в повітрі міста і серйозної загрози здоров'ю населення. По території міста найвищий вміст формальдегіду спостерігається в районі Бесарабської площі, хоча значних амплітуд між концентраціями на різних постах не зафіксовано.

Перелік використаних джерел

1. *Безуглая Э.Ю., Воробьева А.И., Ивлева Т.П., Махоткина Е.Л.* Потепление как возможная причина повышения химической активности атмосферного воздуха городов // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. – 2008. – Вып. 557. – С. 159–184.
2. *Беляева И.В., Орлова С.А., Боробова Н.А.* Анализ источников загрязнения атмосферного воздуха города Донецка формальдегидом // Экологические проблемы индустриальных мегаполисов: Сборник трудов международной научно-практической конференции. Донецк, 26–28 мая 2010 г. – С.78–82.
3. *Галай Е.И.* Оценка загрязнения атмосферного воздуха г. Витебска формальдегидом // Материалы VII международной конференции «Медико-социальная экология личности: состояние и перспективы». Белоруссия, Минск, 10–11 апреля 2009 г. – С. 146–148.
4. *Гомонай В.І., Лобко В.Ю., Ходаковський В.С.* Формальдегід – головний компонент забруднення атмосфери автомобільним транспортом в містах України // Екологічний вісник. – 2007. – №1 (41). – С. 10–12.
5. Ежегодник состояния атмосферного воздуха. 2012 год. Республиканский центр радиационного контроля и мониторинга окружающей среды Республики Беларусь [Электронный ресурс]. – режим доступа: <http://rad.org.by/articles/vozduh/ezhegodnik-sostoyaniya-atmosfernogo-vozduha.-2012-god/g.-minsk.html> – назва з екрану.
6. *Какарека С.В., Ашурко Ю.Г.* Анализ и оценка источников выбросов формальдегида в атмосферный воздух на территории Беларуси // Природопользование. – 2012. – Вып. 21. – С. 75–82.
7. *Какарека С. В., Мальчихина А. В.* Оценка источников и уровней поступления формальдегида в атмосферный воздух (на примере г. Гомеля) // Природные ресурсы. – 2011. – № 1. – С. 07–115.
8. *Кіптенко Є.М., Козленко Т.В.* Вплив метеорологічних умов забруднення повітря у промислових містах України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – № 13. – С. 208–216.
9. *Лоева І.Д., Грудєв П.Х., Демчишина Н.М.* Оцінка антропогенного навантаження на повітряний басейн м. Одеси // Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – 2004. – Вып. 48. – С. 279–286.
10. *Обухан К.І., Пригода Ю.Г.* Гігієнічна оцінка забруднень повітря на вулицях м. Києва залежно від інтенсивності автотранспортного руху // Гігієна населених місць. – 2003. – Вып.42. – С.39–43.
11. *Руководство по контролю* загрязнения атмосферы / отв.ред. М.Е. Берлянд, Г.И. Сидоренко. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 448 с.
12. *Росгидромет центральное управление* по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Состояние загрязнения окружающей среды за 2012 год.

- [Електронний ресурс]. – режим доступу: <http://ecomos.ru/kadr22/sostojaniezagrosgod.asp> – назва з екрану.
13. Скубневская Г.И., Дульцева Г.Г. Загрязнение атмосферы формальдегидом.– Новосибирск, 1994.–70 с.
 14. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста. – К. : Обрії, 2011. – 297 с.
 15. Щорічник стану забруднення атмосферного повітря на території України за даними державної системи спостережень гідрометслужби за 2010 рік. – К.:ЦГО, 2011. – 68 с.
 16. *Final report on the identification of formaldehyde as a toxic air contaminant.* Staffs of the Air Resources Board and the Office of Environmental Health Hazard Assessment. – San Francisco, 1992. – 46 p.
 17. Graedel T.E. Carbonyl compounds in the atmosphere // Chemical compounds in the atmosphere. – L.: Academic Press, 1978. – 158 p.
 18. *Environmental Health Criteria for Formaldehyde.* – 1989. – Vol. 89. World Health Organization, Geneva, Switzerland. – 168 p.
 19. Possanzini M., Di Palo V., Cecinato A. Sources and photodecomposition of formaldehyde and acetaldehyde in Rome ambient air // Atmospheric Environment. – 2002. – Vol.36. – Issue 19. – P. 3195–3201.
 20. Seinfeld J.H. Atmospheric chemistry and physics of air pollution. – N.Y.: John Willey, 1986. – 738 p.
 21. Shevchenko O., Lee H., Snizhko S., Mayer H. Long-term analysis of heat waves in Ukraine // International Journal of Climatology. – 2013. – DOI: 10.1002/joc.3792.

**Уровень загрязнения атмосферного воздуха города Киева формальдегидом
Шевченко О.Г., Кульбида М.И., Снежко С.И., Щербуха Л.С., Данилова Н.О.**

В статье описаны основные источники поступления формальдегида в атмосферный воздух больших городов. Рассмотрена временная динамика среднегодовых концентраций формальдегида в атмосфере г. Киева, проанализирован уровень загрязнения данной примесью в разных частях города, установлена повторяемость случаев превышения формальдегидом максимально-разовой и среднесуточной предельно-допустимых концентраций.

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

Formaldehyde concentrations in ambient air in Kyiv city.

O. Shevchenko, M. Kulbida, S. Snizhko, L. Shcherbukha, N. Danilova

In the article main formaldehyde emissions sources in a big cities was analysed. Shown the temporal dynamics of average annual concentrations of formaldehyde in Kiev city, analyzed concentration of this pollutant in different part of the city and frequency of cases of maximum allowable concentration exceeding.

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

ГРУНТОВО-РОСЛИННИЙ ПОКРИВ ЯК ПОКАЗНИК ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ ВАЖКИМИ МЕТАЛАМИ

Проведені дослідження забруднення ґрунтово-рослинного покриву центральної частини м. Кременчук важкими металами (свинцем, міддю, залізом, марганцем, цинком), яке виникає під впливом забрудненого атмосферного повітря. Розглядається можливість використання результатів даних досліджень під час озеленення міст з метою підвищення ефективності біологічного очищення атмосферного повітря.

Ключові слова: ґрунтово-рослинний покрив, атмосферне повітря, важкі метали, біоіндикація.

Вступ. Ознакою сьогодення є інтенсивне перетворення природних ландшафтів на антропогенні під впливом міської забудови. Значна частина урбанізованих територій зайнята будівлями, промисловими підприємствами, транспортними магістралями, які є джерелами забруднюючих речовин, у тому числі важких металів (ВМ). Надходячи у атмосферне повітря, техногенні поллютанти осідають на ґрунт й включаються в біохімічні кругообіги. Біогеохімічний склад та велика площа активної поверхні тонкодисперсної частини перетворює ґрунт на «депо» токсичних сполук на шляху міграції з атмосфери міста у ґрунтові води та річкову мережу. Інтенсифікація постачання ВМ у навколишнє середовище спричинює утворення біогеохімічних аномалій різної контрастності. Накопичення ВМ у ґрунті призводить до акумуляції їх у ланках трофічних ланцюгів, що негативно впливає на здоров'я населення, особливо дітей. Ця проблема є особливо актуальною для міст, у межах яких розташовані приватні будинки із садово-городніми ділянками. З цієї причини виникає необхідність вивчення забруднення природного навколишнього середовища ВМ для подальшої оптимізації його екологічного стану й зменшення негативного впливу на здоров'я населення.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. В більш ранніх роботах вивчалися закономірності утворення техногенних педо- й біогеохімічних аномалій у різних ландшафтних умовах [1], оцінювалися переваги тих чи інших природних індикаторів [2, 3]. Ореоли розсіювання у ґрунтах більш статичні, ніж, наприклад, у сніговому покриві, оскільки вони акумулюють поллютанти протягом усього періоду техногенного впливу. Біоіндикатори, як інструмент моніторингових досліджень стану атмосферного повітря, є також ефективними, оскільки характеризуються доброю відновлюваністю результатів, безперервним сприйняттям зовнішніх впливів. Такі переваги роблять використання ґрунту й рослинності як індикаторів стану атмосферного повітря, одним з основних методів екологічної оцінки стану довкілля сучасного міста.

Тому **метою** роботи передбачено дослідження забруднення ґрунтово-рослинного покриву ВМ у межах селітебних, транспортних зон м. Кременчук для подальшої оцінки стану атмосферного повітря.

Матеріали і методи дослідження. Об'єктом дослідження є ґрунтово-рослинний покрив Кременчука – міста обласного підпорядкування, районного центру Полтавської області. Основу промисловості міста складають машинобудівна, гірничорудна та нафтохімічна галузі, які доповнюють підприємства харчової, легкої промисловості, будівельна індустрія. Для досліджень екологічного стану ґрунтово-рослинного покриву обрано центральну частину міста Кременчук, де, по-перше, найбільш показово відображається техногенний вплив на навколишнє середовище різноманітних негативних екологічних чинників, серед яких домінують викиди до атмосфери ПАТ

«Кредмаш» (машинобудівного профілю) й автотранспорту, а, по-друге, ця територія не була охоплена попередніми екологічними дослідженнями [4].

На початковому етапі вивчалися природні умови району дослідження, які визначають міграцію, трансформацію, накопичення ВМ у навколишньому природному середовищі, у тому числі, геоморфологічні, кліматичні, ландшафтно-геохімічні. Наступним етапом було визначення джерел забруднення атмосферного повітря, у тому числі підприємства «Кредмаш» (домінуючі полютанти: діоксид азоту, пил, сполуки ВМ).

Основна частина роботи присвячена вивченню забруднення ґрунтово-рослинного покриву ВМ. Дані щодо вмісту ВМ у ґрунтах центральної частини Кременчука було надано санітарно-епідеміологічною станцією міста. Для висновку щодо накопичення або розсіювання ВМ у ґрунті фактичні дані порівнювалися з фоновими показниками, в результаті чого було розраховано коефіцієнти концентрації для ВМ. Визначення сумарного забруднення ґрунтів ВМ відбувалося за допомогою сумарного показника забруднення ґрунту (Z_c).

Паралельно в роботі було визначено вміст ВМ – свинцю, заліза, марганцю, міді – у листі деяких видів дерев: робінії псевдоакації (*Robinia pseudoacasia*), шовковиці чорної (*Morus nigra*), абрикоса звичайного (*Armeniaca vulgaris*), тополі канадської (*Populus canadensis*), чубушника звичайного (*Philadelphus coronarius*), черемхи пізньої (*Padus serotina*), берези бородавчастої (*Betula verrucosa*), вишні звичайної (*Cerasus vulgaris*), клена ясенелистого (*Acer negundo*), клена гостролистого (*Acer platanoides*), горобини звичайної (*Sorbus aucuparia*), верби вавилонської (*Salix babylonica*). Зразки листя відбиралися з деревних порід, що належать до одного виду, з однієї висоти й приблизно однакового віку. Визначення ВМ здійснено за допомогою атомно-спектрофотометричного аналізу (Київський національний університет імені Тараса Шевченка). Похибка визначення не перевищувала 5-10 %, що є прийнятним у подібних дослідженнях. Для оцінки забруднення листя дерев ВМ фактичні концентрації порівнювалися з їх ГДК.

Результати дослідження та їх аналіз. В запропонованій роботі досліджувалось забруднення ґрунтів цинком, нікелем, міддю, кадмієм, свинцем. Для оцінки ступеня забруднення ґрунтів ВМ фактичні концентрації у досліджуваних зразках порівнювалися з ГДК (рисунок 1).

Аналіз отриманих даних вказує, що перевищення над ГДК виявлено для свинцю (у 3,3 раза) і цинку (у 1,1 раза). Решта металів накопичується у концентраціях, які не перевищують ГДК.

Для визначення сумарного показника забруднення ґрунтів ВМ проведено зіставлення їх концентрацій з фоновими показниками. Як фонові ділянки у роботі розглядалася територія парку імені Котлова, на яку майже не впливають антропогенні чинники. Результат розрахунку коефіцієнтів концентрацій ВМ у ґрунті відображено на рисунку 2.

Результати досліджень свідчать про різний ступінь накопичення ВМ у ґрунті. Так, серед металів за даним показником виокремлюється свинець ($K_c=3,3$). Коефіцієнт накопичення $K_c=1,5-3$ спостерігається для цинку й міді. Кадмій характеризується коефіцієнтом накопичення меншим, ніж 1,5, а нікель - меншим, ніж 1. Накопичення цих ВМ у ґрунті можна пояснити присутністю їх у викидах ПАТ «Кредмаш» й відпрацьованих газах автомобілів (свинець), які визначають антропогенний вплив на центральну частину Кременчука.

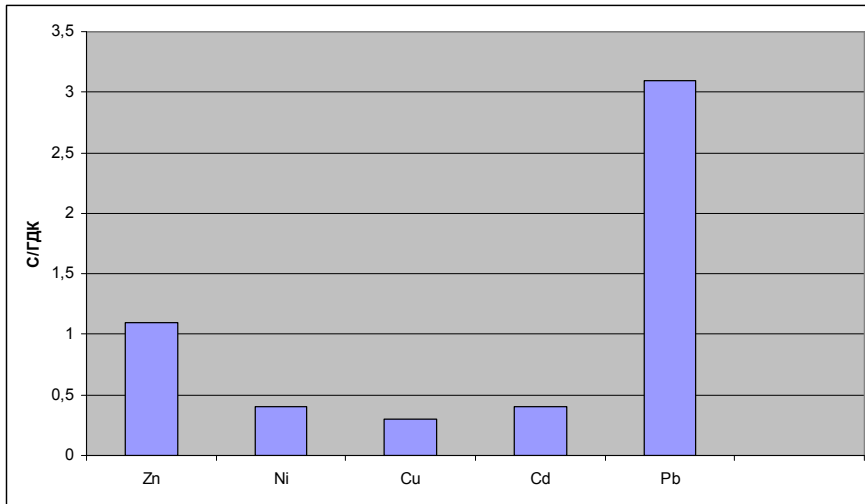


Рис. 1 — Відношення фактичних концентрацій ВМ (С) у ґрунті центральної частини м. Кременчук до гранично-допустимих концентрацій (ГДК)

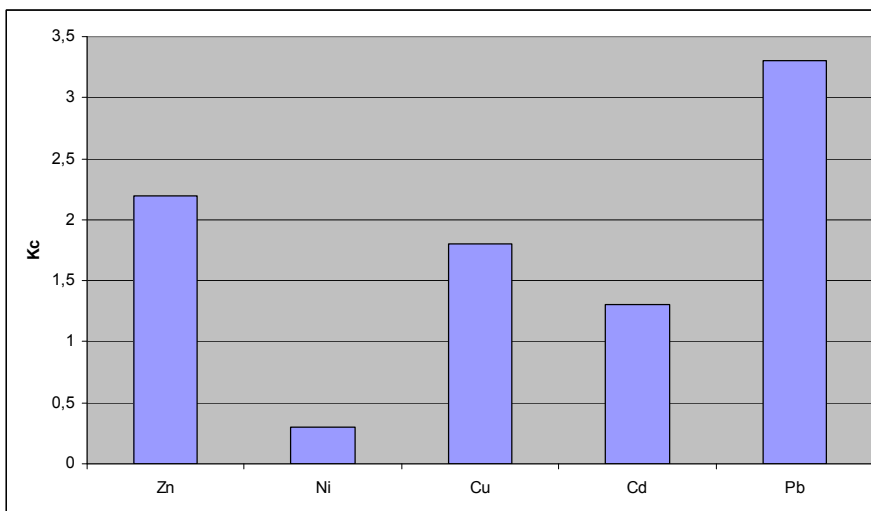


Рис. 2 – Коефіцієнти концентрації ВМ у ґрунті (Kc) центральної частини міста Кременчук

Одержані результати дослідження можна пояснити й деякими природними причинами. Так, в більш ранніх роботах відзначалося, що радіальна направленість фізико-хімічної міграції для звичайних опідзолених чорноземів лісостепової зони України має змінний сезонний характер. Він визначається нейтральним і слаболужним показниками природних вод й кальцієвим класом міграції. Такі умови гальмують міграцію хімічних елементів, що призводить до накопичення їх у верхньому гумусовому горизонті. Для ґрунтів лісостепової зони характерне винесення Ni з верхніх горизонтів у нижні. У верхніх горизонтах накопичуються марганець, свинець, і цинк. Порівняно рівномірно за ґрунтовим профілем розподіляється мідь [5, 6].

В роботі розраховано сумарний показник забруднення ґрунтів ВМ (Z_c), що дорівнює 5,6. Згідно оціночної шкали небезпечності забруднення ґрунтів рівень забруднення ґрунтового покриву району дослідження можна охарактеризувати як припустимий ($Z_c < 16$). Дана категорія стану ґрунту супроводжується незначними змінами показників здоров'я населення – невисоким рівнем захворювання дітей та мінімумом функціональних відхилень.

Накопичення ВМ у ґрунтах призводить до їх техногенної деградації. Основними ознаками деградації є такі. По-перше, під дією кислих полютантів і внаслідок взаємодії катіонів важких металів з поглинальним комплексом спостерігається підкислення ґрунтового розчину в чорноземах опідзолених – до рН 4,6. По-друге, забруднення ґрунтів ВМ значно посилює вилугування лужних і лужноземельних металів (кальцію, магнію, калію та ін.) і гумусових речовин, що знижує агрегативну стійкість колоїдного комплексу і за сприятливих умов зволоження призводить до втрати тонкодисперсного матеріалу. По-третє, внаслідок техногенного забруднення погіршуються мікробіологічний й ферментативний види активності ґрунтів [1].

Паралельно в роботі було проведено біоіндикаційні дослідження у межах центральної частини міста Кременчук. Результати порівняння вмісту ВМ в листі дерев з їх гранично-допустимими концентраціями наведено на рисунках 3-6.

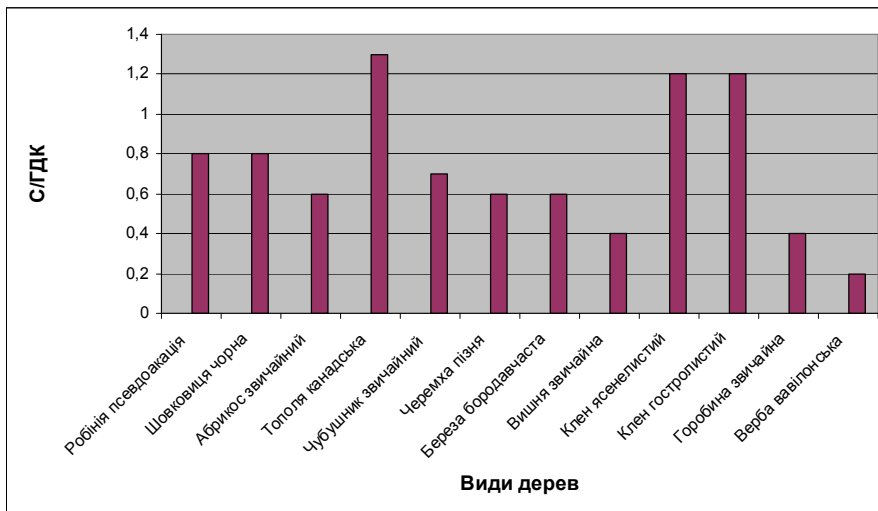


Рис. 3 – Відношення фактичних концентрації заліза (С) у листі дерев центральної частини м. Кременчук до гранично-допустимих концентрацій (ГДК)

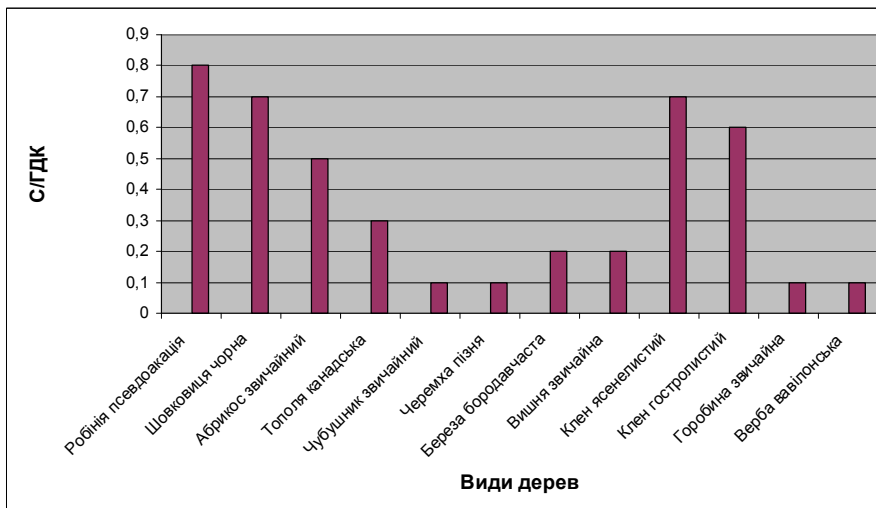


Рис. 4 – Відношення фактичних концентрації марганцю (С) у листі дерев центральної частини м. Кременчук до гранично-допустимих концентрацій (ГДК)

Найвищий ступінь накопичення у листі дерев виявився для міді. Близько 30 % зразків характеризуються вмістом міді у 1,10–1,50 раза вищим за ГДК, що пояснюється присутністю сполук міді у атмосферному повітря центру м. Кременчук.

Залізо накопичується у листі дерев менш інтенсивно. Так, у 25 % зразків було виявлено незначне перевищення ГДК у 1,20–1,30 раза. Решта дослідного матеріалу містила залізо у межах норми.

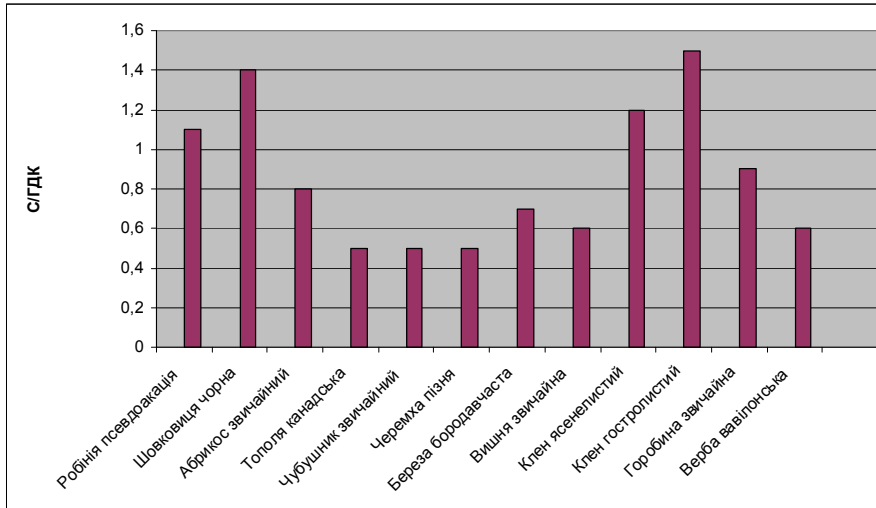


Рис. 5 – Відношення фактичних концентрації міді (С) у листі дерев центральної частини м. Кременчук до гранично-допустимих концентрацій (ГДК)

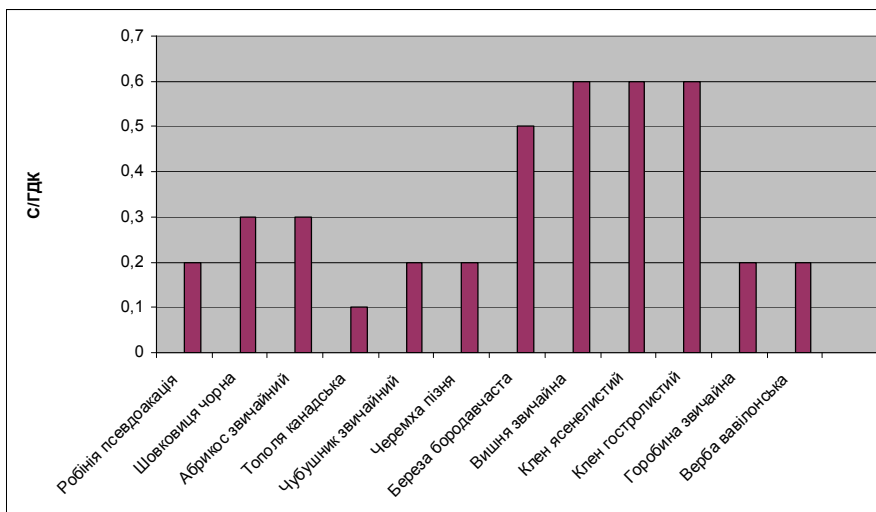


Рис. 6 – Відношення фактичних концентрації свинцю (С) у листі дерев центральної частини м. Кременчук до гранично-допустимих концентрацій (ГДК)

Дослідження показали, що рівень акумуляції свинцю у листі невисокий. 100 % зразків листя містять свинець у кількостях, нижчих за ГДК. Марганець міститься у кількостях, що не перевищують ГДК.

Дослідження показали, що для різних порід дерев характерна неоднакова здатність до акумуляції техногенних речовин. Так, максимальне перевищення ГДК спостерігалось для клена ясенелистого та клена гостролистого по міді – у 1,20 і 1,50 раза, по залізу – у 1,20 раза. Решта дерев накопичувала в листі один з ВМ (мідь або залізо) у кількостях,

вищих за ГДК. Більшість дерев інтенсивніше накопичувала мідь. Так, листя робінії псевдоакації, шовковиці чорної, клена ясенелистого та клена гостролистого містило мідь у кількостях, що перевищують ГДК у 1,10–1,50 разів. Накопичення заліза визначено для тополі канадської (перевищення ГДК у 1,30 разів).

Різний рівень накопичення ВМ пояснюється, головним чином, видовою належністю. Деякі рослини можуть обмежувати надходження, регулювати акумуляцію металів на рівні організму, окремих його органів, тканин й регулювати їх пересування з коріння у стебла й листя. Певна вибіркова здатність кореневого поглинання дозволяє рослині запобігати надлишковій акумуляції металів. Стійкі види деревних порід накопичують більше металів у корінні, ніж у надземній частині [7].

Зіставлення результатів досліджень стану ґрунту і рослинного покриву свідчить про неоднаковий рівень накопичення ВМ у різних природних компонентах. Рівень забруднення ґрунту може бути вищим або нижчим порівняно з рослинним покривом. Цей факт можна пояснити багатьма чинниками, у тому числі, вмістом у ґрунті рухливих форм сполук ВМ, ландшафтними особливостями місцевості (рельєфом, властивостями самих ґрунтів тощо), фоліарним поглинанням ВМ з атмосферного повітря, різними механізмами накопичення ВМ ґрунтами та рослинним покривом, видовою належністю рослин [1, 2, 4, 5, 7].

Висновки. Дослідження показали, що ґрунтово-рослинний покрив є ефективним індикатором забруднення атмосферного повітря сучасного міста. Так, природне довкілля центральної частини м. Кременчук потерпає від певного антропогенного впливу. Про це свідчить накопичення міді у поверхневому шарі ґрунту та у листі деревних порід, а також свинцю, цинку, міді у ґрунтовому покриві. Наявність ВМ в ґрунтах і рослинах свідчить про їх присутність у атмосферному повітрі.

Рівень забруднення ґрунту центральної частини м. Кременчук оцінено як припустимий. Тобто екологічний стан атмосферного повітря можна оцінити як мало забруднений. Треба відзначити, що невисоке значення сумарного показника забруднення ґрунту не означає, що екологічний стан району дослідження є цілком задовільним. Беручи до уваги зростання надходження ВМ у міське довкілля та особливості міграції хімічних елементів у чорноземах опідзолених лісостепової зони України можна зробити висновок, що їх накопичення у ґрунтовому покриві буде й далі збільшуватися, що загострює цю екологічну проблему і потребує її нагального вирішення.

Порівняння одержаних даних з результатами проведених раніше досліджень [8-12] свідчить, що рівень накопичення ВМ в листі дерев центральної частини міста Кременчука можна оцінити як невисокий (для свинцю, марганцю і заліза) і середній (для міді). Результати роботи підтверджують присутність даних металів у атмосфері міста й говорять про невисокий рівень її забруднення. Дослідження свідчать про найвищий ступінь накопичення свинцю, міді і заліза у листі клена ясенелистого і клена гостролистого. Відсутність змін у зовнішньому вигляді листя дозволяє рекомендувати дані деревні породи для озеленення санітарно-захисних зон та вулиць міст лісостепової зони України.

Перспективи подальших розвідок. Крім ґрунтів й листя рослин для моніторингових досліджень екологічного стану атмосферного повітря перспективним є використання й інших біоіндикаторів, у тому числі кори дерев. На відміну від трав'янистих рослин вона не має фізіологічних меж поглинання забруднюючих речовин, які можуть значно ускладнити інтерпретацію даних. Отже, для оцінки екологічного стану атмосферного повітря більш оптимально залучати максимальну кількість природних індикаторів.

Список літератури

1. Жовинский Э.Я., Кураева И.В. Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины. — К.: Наукова думка, 2002. — 213 с.
2. Экогеохимия городских ландшафтов / Ред. Н.С. Касимов. — М.: Издательство МГУ, 1995. — 336 с.
3. Цирд М. Исследование состояния воздушного бассейна городов с помощью природных индикаторов // Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геогр. наук. — М.: МГУ им. М.В.Ломоносова, 1992. — 24 с.
4. Сараненко І.І. Екологічні дослідження лісових біогеоценозів м. Кременчука. — Кременчук: Видавництво ПП Щербатих О.В., 2011. — 153 с.
5. Добровольский В.В. Миграционные формы и миграция масс тяжелых металлов в биосфере. — К.: Наукова думка, 2006. — 140 с.
6. Волкова Т.П., Попова Ю.С., Волкова К.В. Анализ та оцінка впливу промислових підприємств на забруднення ґрунтів Донецької області. // Охорона навколишнього середовища та раціональне використання природних ресурсів, т.2. — Донецьк: Видавництво Донецького НТУ, 2005. — С. 134-142.
7. Лукаревская Т.В. Растения в условиях города. — Биология: Издательство «Первое сентября». - 2007. — № 8. — С. 32-39.
8. Луцишин О.Г., Шандра О.В., Палапа Н.В. Вплив техногенного забруднення на функціональний стан зелених зон Київського мегаполісу. // Захист довкілля від антропогенного навантаження. — Київ, 2008. — Вип. 17. — С. 76-87.
9. Волощинська С.С. Біоіндикація стану забруднення довкілля важкими металами (на прикладі автомагістралі «Київ-Варшава») // Вісник Дніпропетровського університету. Біологія, Екологія. — Дніпропетровськ, 2008. — Вип. 16, т. 2. — С. 24-28.
10. Королева Е.Г., Оливерусова Л.В. Экологические подходы к классификации городских территорий в природоохранных целях, Биоиндикация в городах и пригородных зонах. — Москва, 1993. — С. 11-14.
11. Ерофеева Е.А., Наумова М.М. Взаимосвязь физиолого-морфологических показателей листовой пластинки березы повислой с содержанием в ней тяжелых металлов. // Вестник Нижегородского университета им. Н.И.Лобачевского. — Нижний Новгород, 2010. — № 1. — С. 140–143.
12. Копылова Л.В. Аккумуляция железа и марганца в листьях древесных растений в техногенных районах Забайкальского края. // Известия Самарского научного центра Российской Академии наук. — Самара, 2010. — № 13. — С. 18–24.

Почвенно-растительний покрив як показател ь заґрязнення атмосферного воздуха тяжелыми металлами.

Алексеева Т.Н.

Исследовано заґрязнение почвенно-растительного покрова центральной части г. Кременчуг тяжелыми металлами (свинцом, медью, железом, марганцем, цинком), которое возникает под влиянием заґрязненного атмосферного воздуха. Рассматривается возможность использования результатов данных исследований для озеленения городов с целью повышения эффективности биологической очистки атмосферного воздуха.

Ключевые слова: почвенно-растительный покрив, атмосферный воздух, тяжелые металлы, биоиндикация.

Soil and vegetative cover as an index of heavy metal air pollution

Alekseyeva T.

The paper presents the research results of heavy metal contamination of soils and vegetative cover (lead, copper, ferric, manganese, zinc pollution) caused by air pollution in Kremenchuk. It is considered the feasibility of the experimental results obtained for urban landscaping and greening to enhance the efficiency of air biotreatment.

Key words: soil and vegetative cover, air, heavy metal, bioindication.

УДК 551.551.2

С.Н. Степаненко, д.ф.-м. н., В.Г. Волошин, к.г.н., В.Ю. Курышина, асс.
Одесский государственный экологический университет

МАСШТАБЫ ПРИЗЕМНОГО И ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Предлагается метод расчета высоты атмосферного пограничного слоя и его внутренних слоев: приземного, динамического и конвективного слоя перемешивания с помощью энергобалансовой модели приземного слоя, созданной для расчета поверхностных турбулентных потоков по данным стандартной метеорологической информации.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, слой перемешивания, приземный слой, турбулентные потоки

Введение. Динамика крупномасштабных атмосферных течений существенно зависит от характеристик атмосферного пограничного слоя (АПС), в котором происходит диссипация значительной части турбулентной энергии. Пограничный слой, являясь переходной зоной от поверхности к свободной атмосфере, исполняет роль ингибитора или катализатора процессов, формируемых в свободной атмосфере. Тепловой режим АПС фактически управляется радиационными процессами и влажно-тепловыми свойствами поверхности, а динамический, формируемый крупномасштабными движениями, зависит от динамических свойств поверхности и гидростатической устойчивости слоя.

Динамика АПС описывается теми же уравнениями, что и динамика свободной атмосферы. Но по мере приближения к поверхности появляются дополнительные слагаемые, представляющие вертикальные турбулентные потоки субстанций и сопутствующие им неизвестные функции для турбулентных потоков. При численном интегрировании уравнений погоды, возникают жесткие ограничения на вертикальное разрешение турбулентного переноса в слое постоянных потоков (СПП). Поэтому этот слой описывается аналитическими зависимостями на основе теории Мони́на-Обухова, которые обеспечивают расчет турбулентных потоков тепла, влаги и импульса [13].

Численное решение дифференциальных уравнений погоды возможно, если исходное физическое поле представлено в регулярной сеточной области. В узлы этой области, с помощью методов генерализации, сведены пространственно усредненные метеорологические величины. В связи с этим, при численном моделировании трудно обеспечить адекватное воспроизведение пространственной изменчивости мезомасштабных метеорологических полей. Поэтому, часто используются методы «детализации» (downscaling) численных решений, которые позволяют исследовать мезо- и даже микропроцессы не по данным статистически усредненных сглаженных полей, а, непосредственно, по данным фактических метеорологических наблюдений и известным свойствам поверхности, характерных только району расположения метеостанций.

Постановка проблемы. Как известно, толщина АПС изменяться от нескольких десятков метров до двух и более километров, а средняя скорость ветра – от нуля до скорости геострофического ветра. Прямые методы измерения толщины АПС крайне сложны, так как линия раздела между АПС и свободной атмосферой, в какой-то мере, условна. Предполагается, что существует некий переходной слой, положение которого

зависит от множества независимых параметров, определяющих поведение нестационарной гидродинамической системы, какой и является атмосферный пограничного слой.

Однако, многие прикладные задачи, например, такие как задачи рассеяния и переноса вредных примесей в атмосфере, требуют сведений о масштабах как самого АПС, так и о масштабах приземного слоя, слоя конвективного и динамического перемешивания [2,31].

Цели и задачи. Целью нашей работы является оценка масштаба АПС с помощью энергобалансовой модели приземного слоя – модели SLEB (*Surface Layer Energy Balance*), созданной для расчета формируемых у поверхности турбулентных потоков по данным стандартных метеорологических наблюдений. Основные положения модели и первые результаты ее использования опубликованы в [6,7,8,9,18, 19,20].

Модель разработана применительно к решению следующих задач:

- 1) Изучение статистических закономерностей пространственно-временной изменчивости турбулентных потоков тепла, диссипации турбулентной энергии, потока импульса, испарения, потока тепла в почве, температуры подстилающей поверхности, составляющих радиационного баланса, масштабов приземного и пограничного слоя атмосферы над различными типами поверхностей;
- 2) Изучение турбулентного состояния пограничного и, включенного в него, приземного слоя атмосферы.

Последние исследования и публикации (краткое описание модели).

Параметризация приземного слоя, выполнена при помощи теории Монина-Обухова (MOST), также использовались работы Алояна А.Е. [1], Бусингера Дж.А. [4], Бызовой Н.Д. [5], Зилитинкевича С.С. [10,11,34], Лайхтман Д. Л. [13], Орленко Л.Р. [15], Blackadar А.К. [25], Holtslag А.А. [27], расширяющие возможности теории MOST.

В приземном слое атмосферы (ПСА) выделяется два слоя – *вязко-буферный слой*, где вязкие напряжения доминируют над рейнольдсовыми и наблюдается линейное нарастание скорости потока и *логарифмический слой*, где рейнольдсовы напряжения превышают вязкие и присутствует логарифмическое изменение скорости потока [6].

Модель имеет некоторые отличия от применяемых ранее моделей, так как включает параметризацию вязкого подслоя и параметризацию диссипации турбулентной энергии, что позволяет достаточно достоверно перераспределить доступную энергию между явными и скрытыми турбулентными потоками тепла.

В пограничном слое выделяются также два слоя – *слой перемешивания*, в нижней части которого, при наличии потока плавучести, образуется слой конвективного перемешивания и *слой вовлечения* (перемежаемости) с устойчивой стратификацией, который является внешней областью АПС.

Для описания двухслойного ПСА используется модифицированная аналитическая модель Смита-Собесси [32], позволяющая найти толщину слоя перемешивания и уровень максимума коэффициента турбулентной вязкости.

Подстилающая поверхность представлена в модели как совокупность почвы и растительности. Лучистые потоки, поступающие на участки оголенной почвы и покрытой растительностью и потоки, исходящие от этих поверхностей, учитываются отдельно. Например, суммарное испарение представляется в виде суммы двух потоков – испарения с почвы и транспирации растительностью.

Для влагопереноса в почве используется уравнение диффузии влаги. Температурный режим деятельного слоя почвы воспроизводится с помощью уравнения теплопроводности. Поток тепла в почву, представляющий граничное условие для этих уравнений, рассчитывается по методу Хргиана [23].

С помощью уравнения теплового баланса определяются значения температуры почвы и температуры растительного покрова. Численное решение начально-краевой задачи для уравнений влагопереноса и теплопроводности позволяет рассчитывать вертикальные распределения влажности и температуры в почве. Начальные условия для названных уравнений задаются на момент начала итерационных процедур по измеренным на метеостанциях данным.

Вертикальные распределения температуры и скорости ветра в приземном слое вычисляются по градиентным формулам теории Мони́на-Обухова с применением универсальных безразмерных профильных функций и их интегральных форм (первообразных функций) [20].

Коротковолновый баланс поверхности рассчитывается по формулам Кастрова и Берлаге [18] с учетом влияния общей и нижней облачности и альbedo различных поверхностей. Ослабление прямой солнечной радиации учитывается с помощью функций Кондратьева, зависящих от влагосодержания атмосферы, ее прозрачности и метеорологической дальности видимости. Длинноволновые составляющие радиационного баланса для растительного покрова и почвы, вычисляются с учетом потерь излучения за счет рассеяния листовой поверхностью и поверхностью земли. Эффективное излучение атмосферы определяется с учетом его зависимости от температуры воздуха и температуры поверхности, наличия парниковых газов и облачности [23].

Пространственная неоднородность свойств поверхности учитывается в модели путем деления ее площади на отдельные участки, соответствующие определенным типам почв и видам растительности. Каждая почва характеризуется набором параметров, включающих удельную теплоемкость, теплопроводность, объемный вес, наименьшую влагоемкость, максимальную гигроскопичность, полевую влагоемкость, пористость и коэффициент фильтрации. Влажность почвы определяется по уравнению водного баланса с учетом количества выпавших осадков, инфильтрации и горизонтального стока [17].

Неоднородность растительного покрова представляется в модели максимальным устьичным сопротивлением, эффективной высотой растительности, листовым индексом LAI, функцией вегетации и аэродинамической шероховатостью, зависящей от высоты и плотности растений. Шероховатость используется для определения аэродинамического сопротивления растительности. Величина суммарного испарения и другие компоненты водного баланса вычисляются как средневзвешенные для каждого элементарного участка.

Калибровка и верификация модели производилась по результатам сравнения вычисленных и измеренных значений радиационного баланса, значений температуры поверхности, испарения, а также сравнения рассчитанных и измеренных вертикальных профилей температуры воздуха и скорости ветра. Для сопоставлений использовались данные актинометрических, метеорологических, гидрологических и аэрологических станций.

Решение уравнения теплового баланса (УТБ), которое содержит две неизвестные величины, можно выполнить только численно. В модели SLEB для численного решения УТБ используется рекурсивно заданная функция, включенная в последовательность вычислительных процедур, состоящих из внешнего и внутреннего цикла. Внутренний цикл содержит рекурсивную функцию, определение которой выполняется методом *сложной рекурсии*. Программа, опираясь на механизм стека вызовов, позволяет выполнить вычисления, без использований циклов. Глубина рекурсии зависит от количества вложенных вызовов рекурсивных процедур. Бесконечная рекурсивная функция позволяет проводить вычисления до заданного

приближения искомого значения, до тех пор, пока не будет достигнута необходимая точность.

До начала вычислительных процедур задаются начальные условия для двух неизвестных переменных – температуры подстилающей поверхности и критерия гидростатической устойчивости слоя. На нулевом цикле, с помощью рекурсивных обращений к функциям, содержащих неизвестные величины, происходит замыкание уравнение баланса с заданной точностью $\pm 2,5\%$, и находятся потоки импульса, тепла и влаги, необходимые для расчета критерия устойчивости (безразмерная высота) $\zeta = z/L$. Найденные значения критерия устойчивости и температуры поверхности являются начальными условиями для запуска последующих циклов и т.д. Внешний цикл повторяется до тех пор, пока не выполняется условие равенства цикловой скорости ветра и скорости фактического ветра.

Метод расчета масштабов АПС. Масштабирование характеристик турбулентности в пограничном слое представляет большие трудности [5,9,12,22,25,26,27,28,29]. Основным линейным масштабом пограничного слоя является его высота H_{bla} , которая не всегда поддается измерению или косвенному определению. Масштабом скорости является динамическая скорость u_* , которая для средних условий связана со скоростью геострофического ветра зависимостью вида $u_* = 0,05 \cdot V_g$.

Пограничный слой атмосферы формируется под влиянием макромасштабной внешней силы градиента давления, силы Кориолиса и силы трения, зависящей от шероховатости поверхности и турбулентной вязкости, которая в свою очередь зависит от гидростатической устойчивости как приземного, так и пограничного слоя атмосферы [10,11,14,27].

Устойчивость стратифицированного пограничного слоя определяется соотношением между термическими и динамическими факторами. Одним из основных параметров устойчивости для АПС является потоковое Rf (или градиентное Ri) число Ричардсона и критерий устойчивости для приземного слоя $\zeta = z/L$.

Для учета термической стратификации используется параметр плавучести $\beta = g/T$, масштаб температуры T_* и влажности q_* приземного слоя или перепад потенциальной температуры на границах слоя $\Delta\theta$. Внутренними размерными параметрами пограничного слоя, которые одновременно являются и параметрами приземного слоя, служат динамическая скорость u_* , приземный турбулентный поток явного тепла $H = c_p \rho u_* T_*$, поток влаги $E = \rho u_* q_*$ и масштаб длины L Монина-Обухова, определяемый следующим образом

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa B_S}$$

где $B_S = \beta \frac{H}{c_p \rho} + \frac{0,68 g E}{\rho}$ – поток плавучести, зависящий от наличия фазовых переходов воды (конденсация, испарение), при которых появляются дополнительные притоки (стоки) тепла.

В нейтральном, но горизонтально однородном стационарном пограничном слое, основным размерным масштабом толщины слоя, является экмановский масштаб высоты Λ_1 [5,27].

$$\Lambda_{bl} = \frac{\kappa u_*}{f} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* f} \equiv H_{bla}. \quad (1)$$

В формулу (1) включены размерные величины, определяющие состояние пограничного слоя, а именно: параметр Кориолиса $f = 2\omega \sin \varphi$, поток явного тепла H , масштаб температуры T_* и плотность воздуха ρ , определяемые моделью SLEB по фактическим погодным данным.

Если поток явного тепла H и масштаб температуры T_* определены с учетом всех балансовых энергетических соотношений, в том числе и диссипации турбулентной энергии, то можно предполагать, что уравнение (1) будет справедливо и для стратифицированного пограничного слоя.

По аналогии с размерным масштабом экмановского пограничного слоя, можно ввести размерный масштаб логарифмического приземного слоя

$$\Lambda_{hs} = \frac{\kappa u_*}{\omega_z} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* \omega_L} \equiv h_s. \quad (2)$$

Формулы (1) и (2) отличаются между собой только тем, что для временного масштабирования логарифмического слоя используется не параметр Кориолиса $f \cong 10^{-4}, \text{c}^{-1}$ ($\varphi = 45^\circ$), а круговая частота равная $\omega_L = 10^{-3}, \text{c}^{-1}$, соответствующая, примерно, периоду приспособления мелкомасштабной турбулентности к перестройке среднего потока [5,10].

При таком выборе временных масштабов, отношение толщин приземного и пограничного слоя соответствует принятому во многих работах, например [5,16,22,27], значению равному $(h_s / H_{bla}) \approx 0,1$, а отношение динамической скорости к толщине приземного слоя равно временному масштабу $\omega_L = (\kappa u_* / h_s) \approx 10^{-3}, \text{c}^{-1}$.

Внешний параметр устойчивости А.Б. Казанского и А.С. Моница [13], который связывает масштаб длины экмановского и логарифмического слоя, находим из уравнения

$$\mu = \frac{H_{bla}}{L} = - \frac{\kappa^2 B_S}{u_*^2 f}. \quad (3)$$

В качестве слоя, в котором рассеивается и практически сохраняется вся выброшенная в атмосферу примесь [1,2,30], используется или толщина всего пограничного слоя, или только толщина слоя перемешивания, состоящего из конвективной и динамической части.

Масштабом слоя свободной конвекции, который образуется за счет термических факторов в условиях неустойчивости, является его характерная высота h_{con} , конвективный скоростной масштаб w_* и масштаб температуры T'_* , определяемые по формулам [5]

$$w_* = (\beta h_s H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho w_*, \quad h_{con} = \frac{\kappa w_*}{\omega_L}. \quad (4)$$

Масштабами слоя механического (динамического) перемешивания, который образуется за счет динамических факторов, а при неустойчивости и с участием сил плавучести, являются его характерная высота h_{mix} , масштаб скорости u'_* и температуры T'_* , которые при неустойчивости определяются формулами

$$u'_* = (\beta h_{bl} H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho u'_*, \quad h_{mix} = \frac{\kappa u'_*}{\omega_L}. \quad (5)$$

Для нейтральной или устойчивой стратификации, когда имеет место только динамическая турбулентность, характерная высота слоя перемешивания h_{mix} определяется по формуле (1), с учетом масштаба длины L Мони́на-Обухова. Такой вариант формулы предложен Зилитинкевичем С.С. [11,32]

$$h_{mix} = \kappa \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{0,5}, \quad \text{если } z / L \geq 0. \quad (6)$$

Масштаб температуры для нейтральной или устойчивой стратификации определяется обычным образом, как $T'_* = H / c_p \rho u'_*$.

Масштабы скорости для слоя конвекции w_* и слоя перемешивания u'_* , различаются лишь в использовании различных начальных масштабов толщины слоя. Для определения конвективного скоростного масштаба используется масштаб приземного слоя, а для масштаба скорости в слое перемешивания масштаб экмановского пограничного слоя.

Из уравнений (4) и (5) следует, что они применимы, только тогда, когда турбулентный поток явного тепла имеет положительное значение, т.е. направлен от поверхности в атмосферу. Естественно, в этом случае можно говорить, что имеет место конвективный характер переноса тепла, который способствует развитию слоя турбулентного перемешивания.

Результаты исследования. На рис. 1 показана суточная периодичность изменения характерных высот приземного слоя, конвективного слоя, слоя перемешивания и пограничного слоя, рассчитанных по формулам (1-6). Изменение высот h_s , h_{mix} и H_{bla} представлено в виде непрерывной случайной функцией, а изменение высоты конвективного слоя, который образуется только при неустойчивости ($\zeta < 0$), в виде отдельных «выбросов», продолжительность которых зависит от условий развития конвекции.

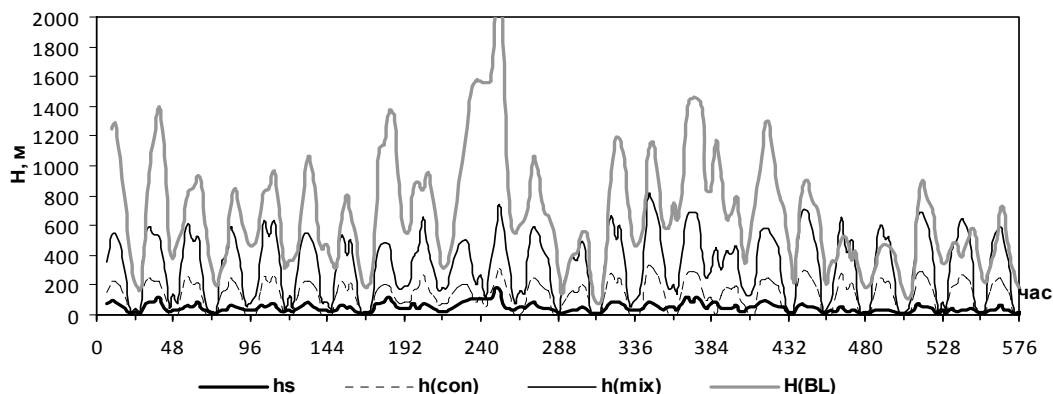


Рис. 1 – Суточная изменчивость высот приземного слоя h_s , конвективного слоя h_{con} , слоя перемешивания h_{mix} и пограничного слоя H_{bla} (июль, 1998).

Отношение средних высот слоев (за июль, 1998), составляющих пограничный слой, к высоте пограничного слоя имеет следующие значения

$$\frac{h_s}{H_{bla}} = 0,1 = \text{const}, \quad \left(\frac{h_{con}}{H_{bla}} \right) = 0,3, \quad \left(\frac{h_{mix}}{H_{bla}} \right) = 0,6,$$

которые хорошо согласуются с аналогичными величинами, полученными при непосредственных измерениях на высотных метеорологических мачтах и при аэрологическом зондировании [5,16].

Следует прокомментировать схему расчета высоты слоя перемешивания при неустойчивой стратификации по формуле (5) и высоты слоя для устойчивых условий, рассчитываемой по формуле Зилитинкевича С.С. (6). Обе формулы (5) и (6) составлены из одних и тех же масштабов приземного и пограничного слоя, а отношение их временных масштабов равно $\omega_L / f^{0,5} = 0,1$.

На рис. 2а показана зависимость высоты слоя перемешивания от гидростатической устойчивости. В области неустойчивости, зависимость группируется по скоростям ветра, так как средняя скорость ветра, измеренная на метеорологических станциях, представлена натуральными числами. В области устойчивой стратификации $z/L > 0$ функция $h_{mix} = f(z/L)$, рассчитанная по формуле Зилитинкевича С.С. (6), хорошо согласуется с аналогичными ее значениями в области слабо неустойчивого слоя. Значения высот h_{mix} при нейтральной стратификации $z/L = 0$, рассчитанные по (5) и (6), равны между собой и зависят только от скорости ветра.

На рис. 2б показаны изменения высоты h_{con} в зависимости от величины турбулентного потока явного тепла. При значениях турбулентных потоков близких к нулю, (нейтральная стратификации), слой конвекции «вырождается» и его высота становится равной средней высоте приземного слоя. С увеличением турбулентного потока тепла и скорости ветра высота слоя конвекции быстро нарастает. Нижний ряд точек соответствует слабым ветрам 0-1 м/с, далее сформированы ряды по скоростям 2,3,4,5,6 м/с.

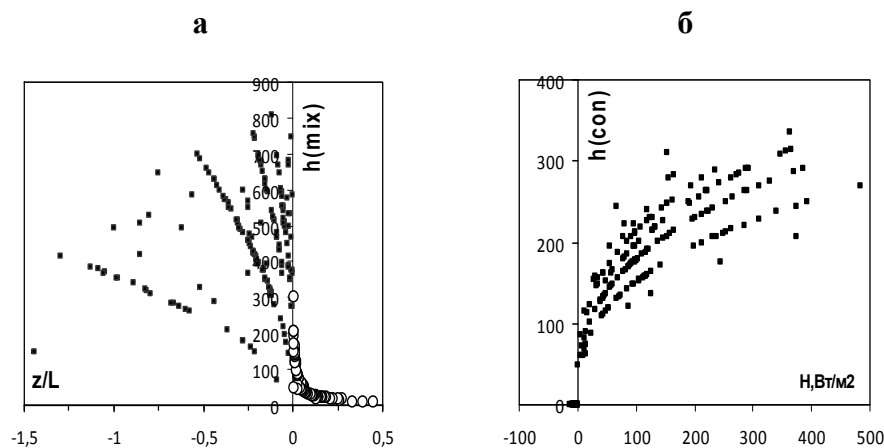


Рис. 2 – а) Зависимость высоты слоя перемешивания h_{mix} от гидростатической устойчивости (белые маркеры по (6), черные маркеры по (5)); б) Зависимость высоты слоя конвективного перемешивания h_{con} от величины турбулентного потока явного тепла.

Статистические характеристики и основные моменты выборочных рядов высот различных слоев показаны в табл. 1.

Таблица 1 – Статистические характеристики высот слоев, составляющих пограничный слой (Любашевка, июль, 1998)

Статистические моменты	Высота h_s , м	Высота h_{con} , м	Высота h_{mix} , м	Высота H_{bla} , м
Среднее значение	59,7	192,2	378,3	675,0
СКО	36,1	61,4	186,5	307,8
Экссес	2,3	-0,5	-0,92	2,3
Асимметрия	1,1	-0,08	0,007	1,1
Максимальное значение	231,1	336,5	806,4	2612,3
Минимальное значение	7,2	49,1	45,0	80,9

Соотношение внешнего μ и внутреннего ζ параметра гидростатической устойчивости, рассчитанное метеорологическим препроцессором для различных скоростей ветра, демонстрируется на рис. 3.

При очень слабых ветрах $u_z \leq 1$ м/с, когда $u_* \rightarrow 0$ зависимости не существует, она появляется только при скоростях ветра $u_z \geq 2$ м/с и аппроксимируется линейной функцией.

При некоторых метеорологических условиях (4-е нижних крестика) эту линейную зависимость можно продлить и в область слабых скоростей.

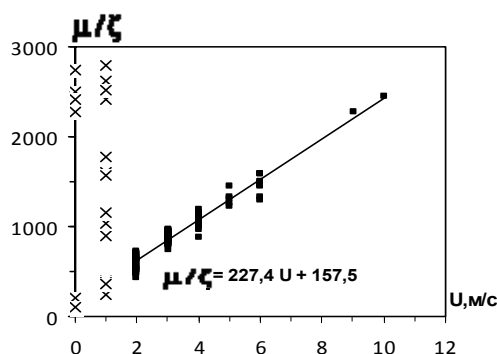
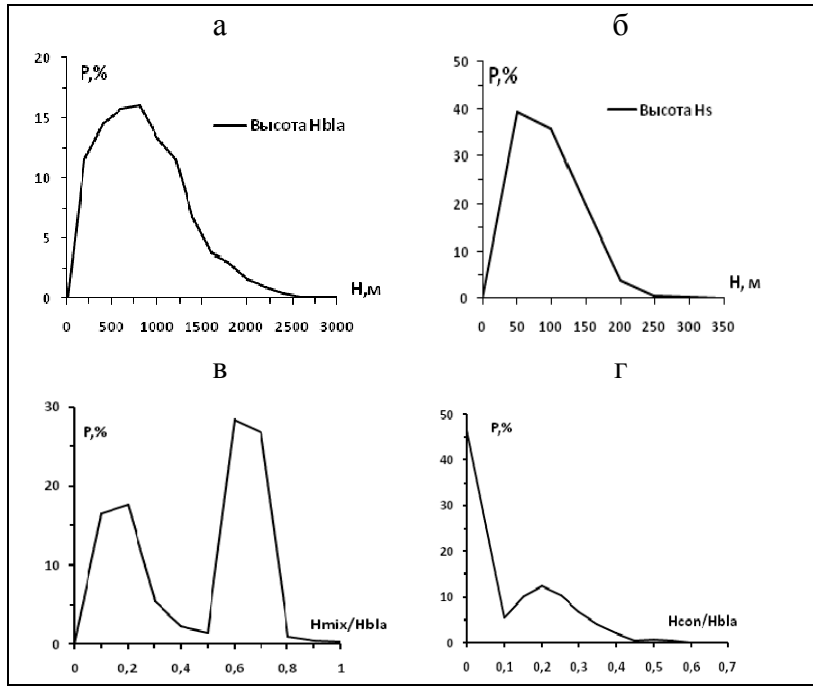


Рис. 3 – Зависимость отношения параметров μ/ζ от скорости ветра.

Проанализируем далее статистические показатели выборочных рядов, сформированных из расчетных масштабов пограничного слоя. На рис. 4. показаны: эмпирические дифференциальные распределения высоты пограничного H_{bla} и приземного слоя h_s (рис.4а,б) и двумодальные распределения отношений масштабов слоев перемешивания к масштабу пограничного слоя h_{mix}/H_{bla} и h_{con}/H_{bla} (рис.4 в,г).

Модальные значения для высоты H_{bla} находится в интервале 600-800 м, мода для приземного слоя h_s в интервале 50-100 м. Левые моды отношений h_{mix}/H_{bla} и h_{con}/H_{bla} относятся к условиям устойчивой стратификации, когда $z/L > 0$, а правые к условиям неустойчивой стратификации, когда $z/L < 0$.



а – высота пограничного слоя H_{bla} ; б – высота приземного слоя h_s ;
 в – отношение h_{mix}/H_{bla} ; г – отношение h_{con}/H_{bla}

Рис.4 – Эмпирические дифференциальные распределения масштабов пограничного слоя.

На рис. 5 показан суточный ход высот атмосферного пограничного слоя H_{bla} и внутренних слоев, осредненных за зимний (декабрь-февраль) и летний (июнь-август) период года.

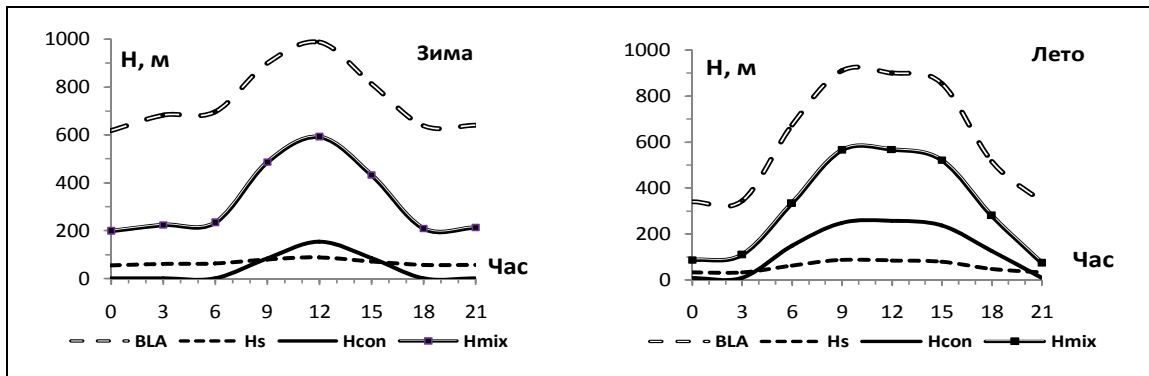


Рис.5 – Суточный ход высот атмосферного пограничного слоя и высот, включенных в него, осредненный за зимний и летний период (Любашовка, 1998 г).

Особых отличий между суточными изменениями исследуемых величин в различные сезоны года практически не существует. Видны только различия связанные с изменением продолжительности дневного и ночного времени суток, а также различия, обусловленные интенсивным развитием конвективных движений. Наибольших высот равных 800-1000 м пограничный слой достигает в полуденные и послеполуденные часы, зимой за счет динамических факторов, а летом, при ослабленной атмосферной циркуляции за счет развития термической конвекции.

Максимальные высоты АПС равные 2000-2500 м наблюдаются при развитой циклонической циркуляции. Аналогичные значения высот АПС получены и при использовании региональной модели КОСМО-РУ, так, например, в работе Берковича Л.В. [3] показано, что в полуденные часы, над обширными территориями, высота пограничного слоя не превышает 800-1000 м (12 час, 26 августа 2009 г).

Таблица 2 – Среднемесячные значения высот слоев, представляющих атмосферный пограничный слой (Одесса, 2005)

Месяц	H_{bla} , м	h_S , м	h_{con} , м	h_{mix} , м
1	840	78	45	301
2	805	75	72	308
3	742	68	77	246
4	781	71	116	319
5	633	57	128	319
6	647	59	132	340
7	650	59	160	340
8	637	55	124	310
9	723	66	93	290
10	745	68	71	261
11	800	74	50	298
12	730	68	39	256
Год	728	67	92	299

В табл. 2 показаны рассчитанные с помощью модели SLEB среднемесячные значения высоты пограничного слоя и высот сопутствующих ему слоев. В центральные летние месяцы наблюдаются наименьшие среднемесячные высоты АПС равные 600-650 м, зимой высота возрастает до 800-850 м. Высота слоев перемешивания к лету возрастает.

Выводы. Причинно-следственные связи, влияющие на изменение высоты атмосферного пограничного слоев сложны. Однако, наземные метеорологические наблюдения содержат достаточно информации, позволяющей описать временную изменчивость параметров и масштабов атмосферного пограничного слоя. При правильном выборе математической модели, достоверно параметризующей процессы взаимодействия атмосферы с земной поверхностью, можно оценить, с допустимой точностью, как внутренние, так и внешние параметры пограничного слоя и воссоздать структуру нижнего слоя атмосферы.

Список литературы

1. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере. – М: Наука, 2005. – 400 с.
2. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 272 с.

3. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз метеовеличин и характеристик погоды в пунктах // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. – С. 14–26.
4. Бусингер Дж.А. Основные понятия и уравнения. Атмосферная турбулентность и моделировании распространения примесей. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 338 с.
5. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 264 с.
6. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с.
7. Волошин В.Г., Воротницкая А.В. Оценка устойчивости пограничного слоя атмосферы по данным метеорологических сетевых наблюдений//Сб. Метеорология, климатология и гидрология. – 1978. – Вып. 14. – С. 10 – 17.
8. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып. 46. – С. 83 – 89.
9. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором (монография)–Одесса.: Экология, 2013. – 295с.
10. Данилов С.Д., Копров Б.М., Сазонов И.А. Некоторые подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1995. – Т. 31, №2. – С. 187 - 202.
11. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 290 с.
12. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Теория подобия для планетарного пограничного слоя атмосферы //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10, №6. – С. 587 – 599.
13. Казанский А.Б., Монин А.С. О динамическом взаимодействии между атмосферой и поверхностью земли//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1961. – №5. – С. 25 – 38.
14. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 251 с.
15. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С. 163 – 187.
16. Орленко Л.Р. Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.
17. Полуэктов Р.А., Опарина И.В, Терлеев В.В. Три способа расчета динамики почвенной влаги //Метеорология и гидрология. – 1997. – №8. – С. 105 – 112.
18. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. –220 с.
19. Степаненко С.Н. Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса, 2001. – 280 с.
20. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Универсальные безразмерные профильные функции для градиента скорости и температуры и их интегральные формы //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – №7. – С. 35 – 45.
21. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – Вып. 9. – С. 38 – 59.
22. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – О.: ТЭС, 2002. – 365 с.

23. Фейгельсон Е.М. Радиация в облачной атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
24. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 156 с.
25. Blackadar A.K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere//J. Geophys. Res. – 1962. – V. 67. – P. 3095 – 3102.
26. Bradshaw P., Ferris D.H., Atwell N.P. Calculation of Boundary Layer Development Using the Turbulent Energy Equation.//Journal of Fluid Mechanics. – V. 28, №3. – P. 593 – 616.
27. Holtslag A.A. Modelling of Atmospheric Boundary Layers/A.A.M. Holtslag and P. G. Duynkerke, eds/ Clear and Cloudy Boundary Layers//Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. – Amsterdam. – 1998. – P. 85 – 110.
28. Nieuwstadt, F.T.M. The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer// J. Atmos. Sci. – 1984. – V. 41. – P. 2202 – 2216.
29. Parlange M. On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer// Rev. Geophys. – 2000. – V. 33. – P. 99 – 124.
30. Stepanenko S.M., Voloshin V.G., Tiptsov S.V. A New Formula for Evaluation of Level of Air Pollution with Industrial Emissions. //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2009. – № 4. – P. 227 - 238.
31. Weng W. and P. Taylor On modelling the one-dimensional Atmospheric Boundary Layer//Boundary-Layer Meteorol. – 2003. – V. 107. – 400 p.
32. Zilitinkevich S.S., Perov V.L., King J.C. Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: calculation techniques for use in general circulation models. Quart//J. Roy. Meteorol. Soc. – 2002. – V. 128. – P. 1571 – 1587.

Scales of the surface and atmosphere boundary layers. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshyna V.Y.

The method of calculation of the height of the atmosphere boundary layer and its internal layers, such as the surface, dynamic and convective ones, by means of the energy-balance model of the surface layer, which is developed for calculation of surface turbulent fluxes, is proposed. The standard meteorological data are used.

Keywords: *atmosphere boundary layer, mixed layer, surface layer, turbulent fluxes*

Масштаби приземного та граничного шарів атмосфери. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Куришина В.Ю.

Пропонується метод розрахунку висоти атмосферного граничного шару і його внутрішніх шарів: приземного, динамічного і конвективного шару за допомогою енергобалансової моделі приземного шару, яка створена для розрахунку поверхневих турбулентних потоків за даними стандартної метеорологічної інформації.

Ключові слова: *атмосферний граничний шар, шар перемішування, приземний шар, турбулентні потоки*

УДК 551.509.3:504.3

Г.П. Івус, к.геогр.н., Л.М. Гурська, ст.викл., Р.М. Марчишин*

Одеський державний екологічний університет

*Львівський регіональний центр з гідрометеорології

МІНЛИВІСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СНІГОВОГО ПОКРИВУ НА МЕТЕОСТАНЦІЇ СЛАВСЬКЕ ПРОТЯГОМ 1990 – 2010 РОКІВ

На основі даних метеорологічних спостережень за сніговим покривом за двадцятирічний період досліджено період залягання снігу, умови його формування та висоту снігового покриву на метеостанції Славське. Зроблено порівняльний аналіз одержаних характеристик з даними Кліматичного кадастру України.

Ключові слова: сніговий покрив, запас води у снігу, тривалість залягання снігового покриву

Вступ. При моделюванні змін клімату один із найбільш тонких і складних моментів – відтворення зворотних зв'язків кліматичної системи з максимальною близькістю до природи. У свою чергу, сезонний сніговий покрив – один із найважливіших механізмів зворотного зв'язку в кліматичній системі [6]. Вплив снігу на суспільство багатогранний і містить у собі складні фізичні, соціальні, економічні та психологічні аспекти. Відомо [4, 7], що висота, щільність, вологість та прозорість снігового покриву є основними фізичними параметрами, які враховуються при використанні снігу та боротьбі з ним. Товщина снігового покриву і тривалість залягання його мають соціальне та економічне значення і здійснюють вплив на навколишнє середовище. При появі снігового покриву радикально змінюється енергетика атмосфери.

Мета дослідження. Метою даної роботи є дослідження мінливості снігового покриву та основних його характеристик на метеостанції Славське протягом двадцятирічного періоду, починаючи з 1990 р. і закінчуючи 2010 р.

Селище міського типу Славське – це відомий в Україні та за її межами кліматотерапевтичний та гірськолижний курорт, економіка якого напряму залежить від снігового покриву та особливостей його залягання. Формування і маса снігу зумовлюються географічною зональністю, рельєфом поверхні, загальною циркуляцією атмосфери і кількістю твердих опадів. Значну неоднорідність у формуванні снігового покриву, особливо в горах, спричиняє вітрове перенесення снігу.

Матеріали дослідження та отримані результати. Вихідними матеріалами для даної роботи послужили дані восьмирічних метеорологічних спостережень на метеостанції Славське за 20 зимових сезонів, починаючи з грудня 1990 р. і закінчуючи березнем 2010 р. Розглянуті такі характеристики снігового покриву як висота, щільність, запас води в снігу, дати появи та руйнування снігового покриву тощо. Також використані дані п'ятиденних спостережень по снігомірному маршруту. Проведено порівняльний аналіз вище зазначених характеристик розглянутого періоду з попереднім 30-річним періодом за даними Кліматичного кадастру України [3]. Аналіз синоптичних процесів проведено за матеріалами архіву АРМСин.

Кліматичні особливості місцевості, де знаходиться Славське, визначаються його положенням відносно рівня моря (метеостанція розташована на висоті 592,5 м над рівнем моря) та вертикальною зональністю. Як метеостанція, так і населений пункт знаходяться у гірській долині, де яскраво виражений гірсько-долинний клімат. Цей тип клімату особливо яскраво проявляється у періоди випадіння першого снігу, довготривалих зимових морозів і танення снігу. Гірський масив Бескиди з відносно невисокими горами та незначною крутизною схилів впливає на клімат селища.

Переважні повітряні потоки з Атлантики і фізико-географічне розташування створюють умови для накопичення в Славському вологи.

Сніг – дуже динамічний елемент, властивості якого залежать від умов випадіння, часу, термічних і динамічних режимів існування. Встановлення снігового покриву відбувається не відразу. Час формування, висота, щільність і тривалість залягання снігового покриву залежать від характеристик клімату, зокрема від його континентальності. В областях з різко континентальним кліматом більша частина снігу випадає на початку зими і відкладається на мерзлий ґрунт. В областях з помірно-континентальним кліматом сніг частіш за все починає відкладатись на ще теплий ґрунт і перші шари снігу можуть танути. Тому стійкий сніговий покрив формується із запізненням у порівнянні з датами перших снігопадів [5].

За даними досліджень за період 1990-2010 рр. на метеостанції Славське сніговий покрив починав формуватись здебільшого у другій-третьій декаді листопада або ж у першій-другій декаді грудня (табл. 1). Можна виділити окремі роки, коли сніговий покрив утворювався у першій декаді листопада (2005, 2006 рр.) і навіть у середині жовтня (2008 р.). Як правило, такий сніговий покрив є нестійким. Руйнування снігового покриву характеризується значними коливаннями у часі. Сніговий покрив найдовше залягав до 6 квітня 1996 р., тоді як у 1995 р. руйнування його відбулося 7 лютого. Таким чином простежується значна мінливість перших та останніх дат залягання снігу.

Таблиця 1 – Утворення та руйнування снігового покриву за період 1990-2010 рр.

Зимовий період, роки	Дата формування снігового покриву	Дата руйнування снігового покриву	Зимовий період, роки	Дата формування снігового покриву	Дата руйнування снігового покриву
1990-1991	21.12	06.03	2000-2001	15.11	04.03
1991-1992	21.11	24.03	2001-2002	17.12	27.03
1992-1993	14.12	28.02	2002-2003	07.12	29.03
1993-1994	01.12	28.02	2003-2004	20.12	19.03
1994-1995	12.12	07.02	2004-2005	21.11	29.03
1995-1996	26.11	06.04	2005-2006	03.11	31.03
1996-1997	18.11	26.02	2006-2007	08.11	28.02
1997-1998	16.11	13.02	2007-2008	21.12	22.02
1998-1999	17.11	26.03	2008-2009	14.10	31.03
1999-2000	21.12	27.03	2009-2010	27.11	20.03

Однією з найважливіших метеорологічних характеристик зимового сезону є кількість днів зі сніговим покривом. Як правило, спостерігаються відмінності у формуванні снігового покриву із року в рік. Випадіння опадів зумовлюється циркуляційними процесами в атмосфері. Так, над Східною Європою найбільша кількість снігу спричинена домінуванням меридіональної циркуляції, при якій холодні маси з півночі сприяють подовженню періоду зі снігопадами. Територія Львівщини основний запас вологи у вигляді опадів одержує з південно-західними, західними та північно-західними потоками, які приносять в цей регіон вологе повітря середземноморського та атлантичного походження [1, 2]. Такі опади спостерігаються за умови: а) виходу на територію України західних і південно-західних циклонів або їх взаємодії з холодним фронтом з хвилями із заходу чи північного заходу; б) наявності блокуючого процесу, що гальмує рух циклонів, при якому має місце як їх

стаціонавання, так і аномальне переміщення. Часто циклон здійснює петлеподібний рух. Через блокування створюються великі горизонтальні градієнти тиску та температури, що спричиняють хуртовини, сильні та дуже сильні опади.

За розглянутий період визначено максимальну кількість днів зі сніговим покривом у кожному році (рис. 1) та проведено порівняльний аналіз одержаних результатів з аналогічними даними Кліматичного кадастру України [3]. На графіку прямими горизонтальними лініями виділено абсолютний мінімум та абсолютний максимум кількості днів зі сніговим покривом за період 1961-1990 рр. Таким чином, протягом шести зимових сезонів із останнього двадцятиріччя число днів зі сніговим покривом менше за кліматичний мінімум, який становив 74 дні в зимовий сезон 1989-1990 року. Абсолютний максимум (136 днів, зима 1975-1976 року) перевищено лише один раз у 1995-1996 році, коли кількість днів зі сніговим покривом досягла 141 дня. Тобто можна вважати, що в останні 20 зимових сезонів число днів із заляганням снігового покриву зменшується у порівнянні із попереднім тридцятирічним періодом. З метою дослідження динаміки залягання снігового покриву протягом останнього двадцятиріччя побудовано лінійний тренд (рис. 2), який демонструє зростання числа днів зі снігом за зиму всередині 20-річного періоду.

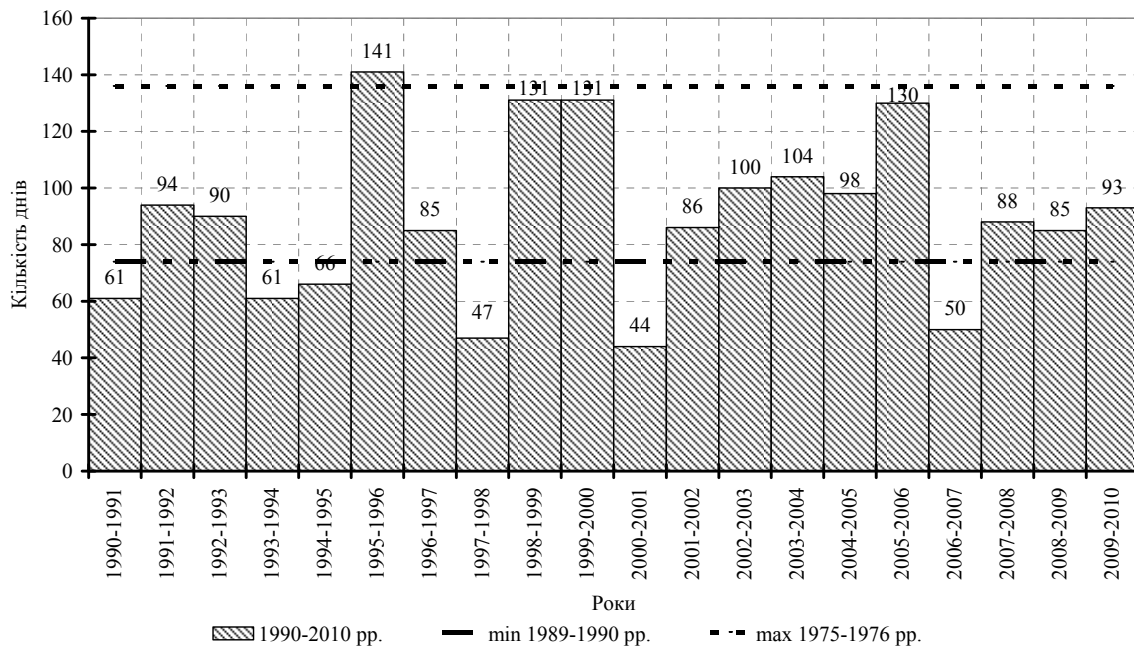


Рис. 1 – Максимальна кількість днів зі сніговим покривом на метеостанції Славське за період 1990-2010 рр.

Серед характеристик снігового покриву найбільш цікавою як для населення, так і для спеціалістів-метеорологів є його висота. Цей показник змінюється як протягом зими, так і з року в рік. За об'ємом снігу, що випадає, виділяють багато-, середньо- і малосніжні зими [7]. Багато- і малосніжними зимами прийнято називати такі зими, коли середні декадні висоти снігового покриву відхиляються від середніх багаторічних величин більше ніж на 25%. Якщо ж відхилення не досягають 25%, то зима вважається середньо сніжною. Відомо [2], що висота снігового покриву в Славському найвища серед метеостанцій Львівської області. Вона залежить безпосередньо від переносу вологи повітряними масами, швидкості вітру, температури повітря.

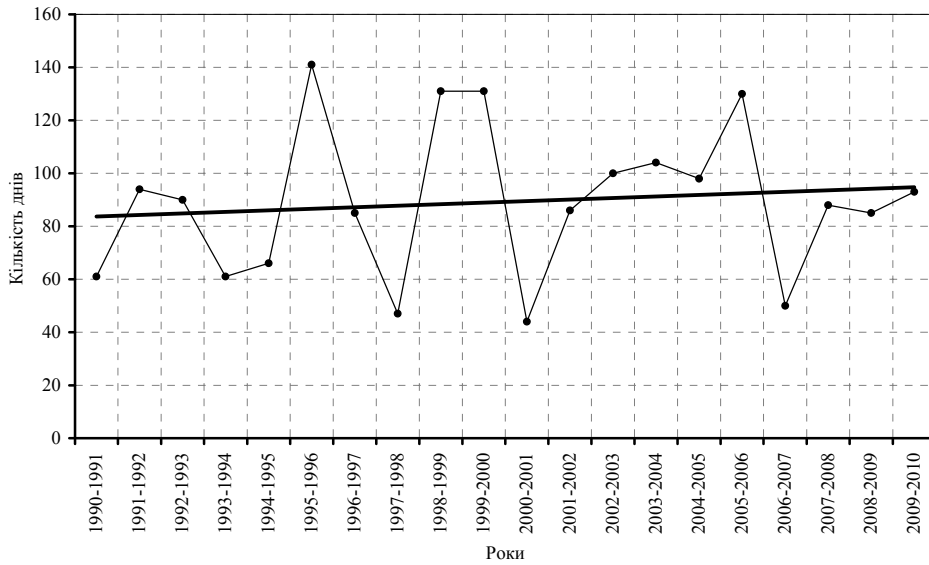


Рис. 2 – Тривалість залягання снігового покриву на метеостанції Славське за період 1990-2010 рр.

У холодні зими спостерігається закономірне збільшення висоти снігового покриву протягом зими. Найчастіше максимальне снігонакопичення фіксується наприкінці лютого або на початку березня. Протягом періоду, що розглядається, також добре помітні різкі коливання висоти снігу (рис. 3). Так, максимальна висота снігового покриву зимою 1998-1999 рр. досягала 120 см. Це значення значно перевищило абсолютний максимум, який спостерігався за період 1961 – 1990 рр. і становив 77 см у зимовий сезон 1975-76 рр. Слід відмітити, що тривалість залягання снігу зимою 1998-1999 рр. становила 131 день. Мінімальна висота снігового покриву зафіксована на метеостанції Славське у зимовий сезон 1997-1998 рр. і не перевищувала 13 см. Зимових сезонів без сталого снігового покриву не відмічалось.

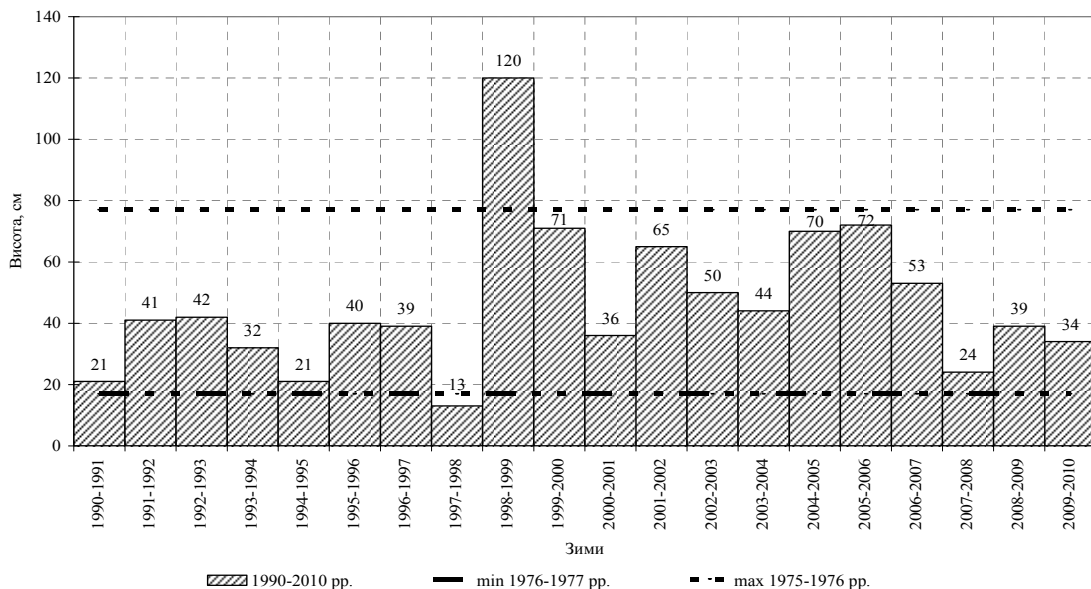


Рис. 3 – Максимальна висота снігового покриву за стаціонарною рейкою на метеостанції Славське за період 1990-2010 рр.

Доречно розглянути таку характеристику як середню з найбільших висот снігового покриву. За період 1961-1990 рр. цей показник становив 39,8 см. З 1990 р. по 2010 р. середня з найбільших висот за розрахунками досягла 46,4 см. Подібна тенденція до зростання висоти снігового покриву зберігається і в останньому десятиріччі, про що наочно свідчить тренд (рис. 4). Так, наприкінці ХХ століття (1990 - 2000 рр.) середня з найбільших висот була 44 см, тоді як на початку ХХІ століття (2001 - 2010 рр.) це значення дорівнює 48,7 см, що є результатом збільшення інтенсивності опадів протягом останніх років на фоні зменшення їх повторюваності.

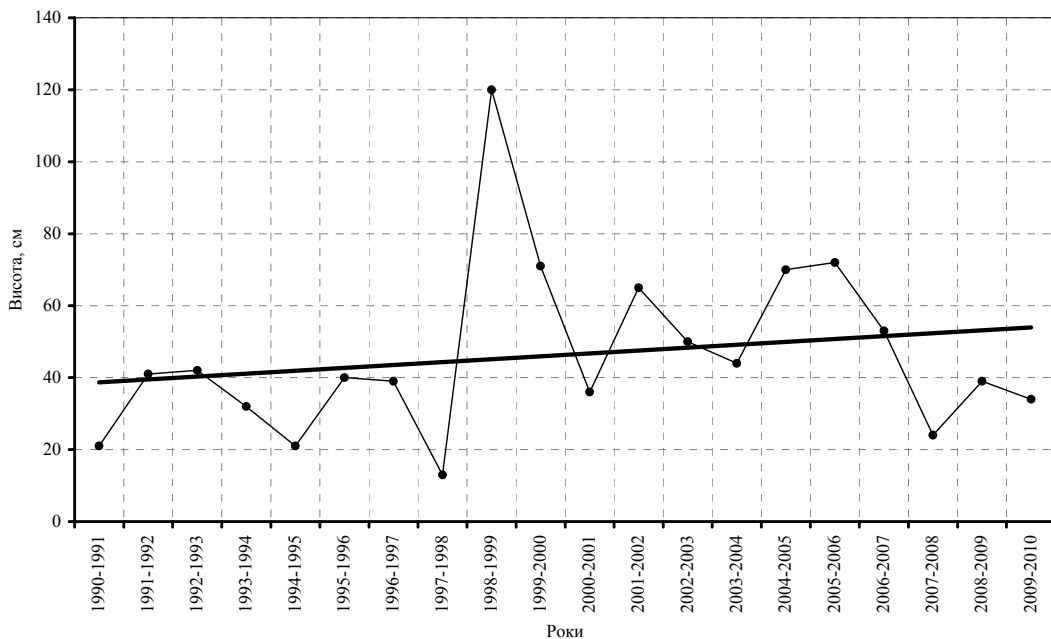


Рис. 4 – Тренд максимальної висоти снігового покриву за стаціонарною рейкою на метеостанції Славське за період 1990-2010 рр.

Запас води у снігу – одна з основних характеристик снігового покриву, яка визначає кількість води в ньому і полягає у визначенні глибини води, яка має утворитися після того, як весь сніг розтане водночас [4]. Для визначення запасів води в снігу необхідно знати висоту снігового покриву і його щільність. Під щільністю снігу розуміють відношення об'єму води (в см^3), який знаходиться у снігу, до об'єму снігу.

Розподілу запасів води у сніговому покриві властиві ті ж закономірності, що й розподілу висоти снігу, а саме – зростання запасів води зі збільшенням висоти місцевості. Протягом зими запас води у снігу змінюється. Відомо [7], що максимальне водонасичення снігу припадає на період його танення, тому можна не враховувати перші місяці зимового сезону, зважаючи на низьку щільність снігу (сніг пухкий). Згідно Настанові гідрометеорологічним станціям і постам [4] щільність снігового покриву вимірюють один раз у п'ять днів (5, 10, 15, 20, 25 числа і в останній день кожного місяця), а також окрім цього у дні після сильних снігопадів і хуртовин. У період танення снігу вимірювання проводяться щоденно. На основі аналізу річного запасу води в снігу можна прогнозувати вірогідність весняних повеней.

В табл. 2 представлено максимальний запас води за кожен рік. Так, максимальний запас води у снігу відмічався у 1999 р. і становив 468,7 мм. Це цілком закономірно, оскільки цього ж зимового сезону фіксувалася і найвища висота снігового покриву. Але говорити у будь-якому разі про однозначний зв'язок цих двох параметрів не можна,

оскільки сніг, що випадає при дуже низьких температурах має невелике водонасичення, але утворює значний сніговий покрив, що є більш характерним для початку зими. Величина запасу води у снігу 469 мм є аномальною, оскільки за період 1961-1990 роки аналогічний максимальний показник становить 269 мм у зимовий сезон 1975-1976 рр. [3]. Мінімальне значення водозапасу 38,9 мм у 2008 р. було нижчим, ніж кліматичний мінімум 27 мм, що був зареєстрований у 1989-1990 рр.

Таблиця 2 – Максимальний річний запас води в сніговому покриві

Рік	Запас води в сніговому покриві, мм	Рік	Запас води в сніговому покриві, мм
1991	41,5	2001	146,6
1992	101,9	2002	155,7
1993	73,8	2003	124,7
1994	51,6	2004	128,9
1995	41,5	2005	160,6
1996	135,9	2006	179,6
1997	88,8	2007	100,5
1998	60,6	2008	38,9
1999	468,7	2009	61,3
2000	179,9	2010	41,8

Розглянемо детально зимовий сезон 1998-1999 рр., параметри снігового покриву за який представлено в табл. 3. Зима була найбільш сніжною і мала дуже довгий період залягання снігового покриву (131 день) і максимальну висоту снігу за стаціонарною рейкою (120 см). Середня висота по снігомірному маршруту становила 150 см, максимальна – 160 см. Як бачимо з табл. 3, протягом короткого періоду збільшилася висота снігу і запас води в ньому.

Інтенсивне зростання снігового покриву було спричинено великою кількістю опадів, які випали за період з 31 січня по 15 лютого 1999 р. Протягом цього періоду синоптичні процеси характеризувались активною циклонічною діяльністю над європейським континентом. У першій декаді лютого активні північно-західні циклони перемістились зі Скандинавського півострова на північ Європейської території Росії та Верхню Волгу. Слід зазначити, що їх активність не викликає ніякого сумніву, оскільки атмосферний тиск у центрі циклонічного вихору над Білим морем становив 5 лютого 953,2 гПа. При такому розвитку синоптичних процесів територія Західної України перебувала під впливом переміщення теплих повітряних мас атлантичного походження по південній периферії циклону. Оподи переважно формувались в зоні фронтів оклюзії за типом теплих та в тиловій частині циклону на холодних атмосферних фронтах.

На початку другої декади активізувались середземноморські процеси, що проявилось у переміщенні протягом 10-12 лютого 2009 р. циклону з південного заходу. Траєкторія руху атмосферного вихору пролягала через Балканський півострів на Крим і далі на Центральну Україну, тобто мала петлеподібний характер. Одночасно із сильними опадами на територію України надійшло і тепле повітря, що спричинило відлигу. Максимальний запас води у снігу 25.02.1999 р. досяг значення 468,7 мм, а на останній день третьої декади дорівнював 373,8 мм. Така ситуація спричинила велику повінь у період сходження снігу, яка була зумовлена інтенсивною адвекцією тепла (відлигою), і відповідно таненням снігу у дуже короткий термін.

Таблиця 3 – Параметри снігового покриву за зиму 1998-1999 рр.

Дата	Середня щільність снігу, г/см ³	Запас води в снігу, мм	Середня висота снігового покриву, см	Максимальна висота снігового покриву, см
20.11.1998р.	0,12	20,4	17	22
25.11.1998р.	0,11	15,4	14	20
30.11.1998р.	0,11	13,2	12	16
05.12.1998р.	0,18	21,6	12	15
10.12.1998р.	0,14	46,2	33	36
15.12.1998р.	0,16	57,6	36	42
20.12.1998р.	0,19	60,8	32	40
25.12.1998р.	0,16	54,4	34	40
31.12.1998р.	0,18	50,4	28	32
05.01.1999р.	0,24	50,4	26	26
10.01.1999р.	-	-	4	5
15.01.1999р.	0,20	16,0	12	12
20.01.1999р.	-	-	4	5
25.01.1999р.	-	-	4	6
31.01.1999р.	0,14	14,0	14	14
05.02.1999р.	0,14	56,0	48	48
10.02.1999р.	0,48	33,6	81	81
15.02.1999р.	0,17	215,0	150	160
20.02.1999р.	0,16	180,0	140	145
25.02.1999р.	0,43	468,7	127	130
28.02.1999р.	0,42	373,8	114	120
05.03.1999р.	0,37	144,3	55	55
10.03.1999р.	0,39	89,7	30	30
15.03.1999р.	0,31	40,3	23	23
20.03.1999р.	0,28	36,4	20	20
25.03.1999р.	-	-	4	8

Примітка: при середній висоті снігового покриву до 5 см середня щільність та запас води в снігу не визначаються.

Висновки. В сучасний період на фоні кліматичних змін відбуваються певні зміни в формуванні снігового покриву та особливостях його залягання. Згідно з одержаними результатами аналізу характеристик снігового покриву на метеостанції Славське можна констатувати, що за останні 20 зимових сезонів число днів із сніговим покривом зменшилось у порівнянні з попереднім 30-річним періодом 1961-1990 рр., але поряд з цим зросла середня з найбільших висот снігового покриву і досягла 46,4 см, що значно перевищує показник попереднього тридцятирічного періоду. Зростання числа днів зі снігом спостерігається всередині 20-річного періоду. Отже можна вважати, що опади стають більш інтенсивними протягом останнього двадцятиріччя. Простежується значна мінливість перших та останніх дат залягання снігового покриву від першої декади листопада до першої декади квітня.

Максимальне водонасичення снігу припадає на період його танення, тому при прогнозуванні вірогідності весняних повеней враховується річний запас води в снігу.

Весняна повінь 1990 р. була спричинена таненням снігу в дуже короткий термін за рахунок інтенсивної адвекції тепла при наявності максимального снігового покриву та максимального водонасичення снігу.

Література

1. *Клімат Львова* / За ред. В.М. Бабіченко, Ф.В. Зузука. - Луцьк: Волинський державний університет. -1998. - 188 с.
2. *Клімат України* / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. - К.: Вид-во Раєвського, 2003. - 343 с.
3. *Кліматичний кадастр України*. – Київ, 2002. – 446 с.
4. *Настанова гідрометеорологічним станціям і постам*. Вип. 3, ч. 1. Метеорологічні спостереження на станціях. - К.: Ніка-Центр, 2011. - 280 с.
5. *Нерушев А.С., Новицкий М.А., Калиничева О.Ю., Кулижникова Л.К., Милехин Л.И., Чечин Д.Е.* Динамика атмосферы в период интенсивного снегопада в центральной части европейской территории России в апреле 2012 г. // *Метеорология и гидрология*. - 2013. - № 2. – С. 5-17.
6. *Рубинштейн К.Г., Золоева М.В.* Использование динамики классов снежного покрова для валидации модели общей циркуляции атмосферы // *Тр. Росгидромета*. - 2008. - Вып. 342. – С. 144 – 154.
7. *Снег*. Справочник / Под. ред. Д.М. Грея и Д.Х. Мейла. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 751 с.

Изменчивость характеристик снежного покрова на метеостанции Славское за период 1990-2010 годов. Івус Г.П., Гурская Л.М., Марчишин Р.М.

На основании данных метеорологических наблюдений и пятидневных наблюдений по снегомерному маршруту за период 1990-2010 годов определены основные характеристики снежного покрова: даты образования и разрушения, высоту и продолжительность залегания, плотность снежного покрова, запас воды в снеге. Проведено сравнительный анализ с данными Климатического кадастра Украины.

Ключевые слова: *высота снежного покрова, продолжительность залегания снежного покрова, запас воды в снеге*

Variability characteristics of snow cover on the meteorological station Slavs'ke over 1990-2010 years. Іvus G.P., Hurska L.M., Marchyshyn R.M.

Based on eight-period of meteorological observations at meteorological stations Slavs'ke and five-day observations by snow way route for the period 1990 - 2010 years defines the main characteristics snow cover dates of creation and destruction, the height and duration of its occurrence, density, supply of water in the snow. The comparative analysis of the above-mentioned characteristics to the data Climate inventory Ukraine was made.

Keywords: *snow depth, duration of occurrence of snow cover, a supply of water in the snow*

ВИКОРИСТАННЯ ВЕГЕТАЦІЙНИХ ІНДЕКСІВ ДЛЯ МОНІТОРИНГУ ПОСУХ В УКРАЇНІ

Просторово-часовий розподіл посушливих умов в Україні за період 2000-2013 рр. досліджено за допомогою індексів, які є продуктами супутникового зондування Землі, - нормалізованого вегетаційного індексу та індексу умов вегетації. Виявлено переважання весняних посух в усіх агрокліматичних зонах з максимальною їх повторюваністю й інтенсивністю в східному Лісостепу. Порівняльний аналіз показників врожайності озимої пшениці та ярого ячменю з аномаліями вегетаційного індексу показав суттєве зниження врожаю в роки, коли значення індексу в квітні-червні менші за середні.

Ключові слова: нормалізований вегетаційний індекс, посуха, врожайність.

Вступ. В сучасних гідрометеорологічних дослідженнях провідне місце займають напрями з використанням продуктів супутникового зондування атмосфери та підстильної поверхні, які відрізняються високою просторово-часовою роздільною здатністю, широким спектром пристосування для вирішення різноманітних задач та зручністю використання в оперативних умовах. Зокрема, супутникова інформація використовується в моніторингу стану підстильної поверхні та рослинного покриву з метою визначення типу рослинності, умов вегетації, стану і динаміки розвитку сільськогосподарських культур, оцінки продуктивності і прогнозуванні врожайності [1-3].

Для дослідження рослинного покриву використовують зв'язок спектральної відбивної здатності в різних діапазонах електромагнітного випромінювання зі структурою та станом рослинності. На основі цих спектральних залежностей будуються так звані вегетаційні індекси, за якими, як мінімум, можна відрізнити рослинний покрив від підстильної поверхні та встановлювати стан рослинності в залежності від її водності, пігментації, фотосинтетичної активності тощо. Оскільки стан рослинності напрямки залежить від погодних умов, вегетаційні індекси можна вважати об'єктивними критеріями посушливості і використовувати для моніторингу посух [4-7].

В даному дослідженні для виявлення посушливих умов на території України в теплий період року використано так званий нормалізований вегетаційний індекс (normalized difference vegetation index, *NDVI*), який визначається за допомогою обробки спектральних даних супутникового зондування та відповідає різному ступеню стану рослинного покриву (його площі, густоти та відбивної здатності).

Матеріали та методи дослідження. Вихідна інформація одержана з бази даних MODIS/NDVI з розділенням 250 метрів, яка надається Проектом глобального сільськогосподарського моніторингу (the Global Agriculture Monitoring Project (GLAM), <http://deleon.edc.usda.gov/glam.htm>). Цей проект створений при співробітництві Департаменту США по сільському господарству (USDA) та Національної адміністрації по аеронавтиці і дослідженню космосу (NASA). Спільний сервіс об'єднує новий проект NASA по асиміляції даних і продуктів MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) в існуючу систему підтримки, яка координується зовнішнім сільськогосподарським сервісом USDA (FAS). Інтеграція системи швидкого відклику MODIS в моніторингову систему FAS дозволяє підвищити якість моніторингу впливу на сільськогосподарську продукцію таких небезпечних явищ, як посухи, великомасштабні повені та снігові шторми. Система швидкого відклику MODIS забезпечує швидкий доступ до бази даних MODIS двічі на день: від супутника Terra вранці (10:30) та супутника Aqua після полудня (14:30). Глобальні дані MODIS

доступні в трьох резолюціях – 250, 500 та 1000 м, в різних комбінаціях діапазонів зондування.

Просторово-часова глобальна база даних нормалізованого вегетаційного індексу *NDVI* з просторовим розділенням 250 м компонується з використанням 8- або 16-денних періодів, що дозволяє дослідити динаміку процесів у вегетаційний сезон. Дані MODIS/*NDVI* автоматично корегуються та комплектуються під регіони, що представляються для використання в FAS. Для безпосереднього аналізу дані доступні через потужний веб-інтерфейс та його інструменти (<http://pekko.geog.umd.edu>). За допомогою інтерфейсу можна вибирати дані для обраного регіону (пре-визначеного) та застосувати різні маски для побудови графіків часового ходу й аномалій, а також гістограм *NDVI*, одержати просторовий розподіл поточних або історичних умов у вигляді рисунків.

В дослідженні використані дані *NDVI* по території України в цілому та для всіх 25 областей за період 2000-2013 рр.

Поняття спектрального індексу *NDVI* базується на тому факті, що здорова рослинність загалом має низьку відбивну здатність видимої частини електромагнітного спектра завдяки абсорбції рослинними пігментами, головним чином, хлорофілом. Одночасно зелене листя має високу відбивну здатність в ближньому інфрачервоному спектрі. Цей індекс був уведений в роботі [4] та визначається як різниця значень інтенсивності відбитого випромінювання в червоному R_R (0,62-0,69 мкм) та ближньому інфрачервоному R_{NIR} (0,75-0,90 мкм) діапазонах зондування, нормована на суму цих величин [4-7]

$$NDVI = \frac{R_R - R_{NIR}}{R_R + R_{NIR}} \quad (1)$$

Значення індексу пропорційне загальній зеленій фітомасі і звичайно коливається в межах 0,20-0,80. Як зазначається в дослідженнях з використанням *NDVI* [1, 4], стан рослинності можна визначити згідно критеріїв, наведених в табл. 1.

Таблиця 1 - Критерії розпізнавання стану рослинності за значеннями *NDVI*

Значення <i>NDVI</i>	Стан рослинності
0,71 - 1,00	дуже добрий
0,56 - 0,70	добрий
0,41 - 0,55	задовільний
0,31 - 0,40	поганий
0,21 - 0,30	пригнічений

Зважаючи на всі переваги використання нормалізованого вегетаційного індексу для моніторингу рослинності та посух, слід враховувати його залежність від температури підстильної поверхні і обмежувати його застосування тими регіонами і часовими інтервалами, де вологозабезпеченість є головним фактором, що зумовлює приріст рослинності [7].

Мінливість нормалізованого вегетаційного індексу можна оцінити за допомогою індексу умов вегетації (vegetation condition index, *VCI*), запровадженого в роботі [5]:

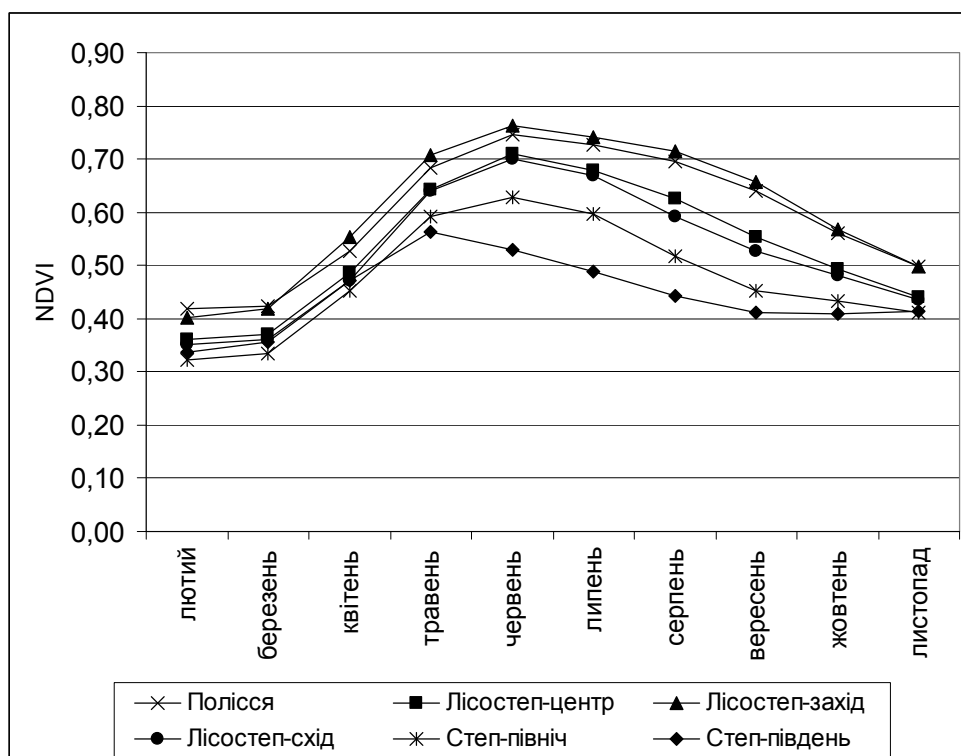
$$VCI = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \cdot 100\%, \quad (2)$$

де $NDVI$ – поточне декадне значення нормалізованого вегетаційного індексу;
 $NDVI_{max}$, $NDVI_{min}$ – абсолютний міжрічний максимум та мінімум нормалізованого вегетаційного індексу за ту саму декаду.

Умови вегетації представляються індексом VCI у відсотках. Високі значення VCI відповідають сприятливим умовам вегетації, низькі – несприятливим. Значення VCI , близьке до 50%, відображає середні умови для рослинності, значення між 50 та 100% вказують на оптимальні умови вегетації. Значення VCI , менші за 50%, відображують посушливі умови різного ступеня. Коган [5] ідентифікував настання посухи, якщо індекс VCI досягає 35% та нижче. При цьому передбачається, що дослідження певної території можуть дозволити виділити категорії інтенсивності посух згідно значень VCI в межах 0-35%. Низькі значення VCI протягом декількох послідовних часових інтервалів показують розвиток посухи. Значення VCI , близькі до 0%, відображують екстремально посушливий період, в якому значення $NDVI$ наближується до свого міжрічного мінімуму.

Результати та їх аналіз. Розглянемо розподіл нормалізованого вегетаційного індексу по території України протягом вегетаційного сезону. На рис. 1. представлені щомісячні, осереднені по агрокліматичних зонах, значення $NDVI$ за період 2000-2013 рр. Як можна бачити, по всіх областях спостерігається чіткий сезонний хід $NDVI$, в якому, починаючи з березня, відбувається швидке наростання значень вегетаційного індексу, яке уповільнюється в травні, а в червні в більшості областей, за винятком південного Степу, спостерігається максимум $NDVI$. В південному Степу максимальні значення індексу майже в усіх областях спостерігаються в травні і лише в Запорізькій області – в червні. Починаючи з липня, значення $NDVI$ поступово зменшуються впродовж другої половини вегетаційного сезону. Швидкість убування вища в південних областях і менша в західних та північних областях України. Найвищі показники $NDVI$ фіксуються в західній Лісостеповій зоні, в Карпатському регіоні, де середньомісячні значення $NDVI$ досягають 0,80-0,82. Також високі середньомісячні значення $NDVI$ (0,75-0,77) фіксуються в північних областях. На південь амплітуда сезонних коливань $NDVI$ та їх максимальні значення зменшуються. Найнижчий сезонний максимум вегетаційного індексу по Україні спостерігається в Херсонській області і становить в травні 0,51, при цьому тут фіксується й найменша амплітуда коливання $NDVI$, що характеризує даний регіон як найбільш посушливий на території країни. Взагалі, найнижчі значення $NDVI$ спостерігаються на початку вегетаційного періоду в березні і становлять 0,30-0,40 в Степу та Лісостепу та 0,40-0,45 в Карпатському регіоні та Поліссі. На початку осені в південному Степу показники $NDVI$ припиняють суттєво зменшуватися вже в вересні та впродовж трьох осінніх місяців майже не змінюються, коливаючись в межах 0,38-0,43. В інших зонах $NDVI$ убуває протягом всієї осені, продовжуючи тенденцію другої половини літа.

Надалі розглянемо результати розрахунку індексу умов вегетації (VCI) для агрокліматичних зон України з метою виявлення періодів з посухами. Цей індекс був розрахований за формулою (2), але використовувалися не декадні, а середньомісячні значення нормалізованого вегетаційного індексу по адміністративних областях. Максимальні та мінімальні значення $NDVI$ були обрані для кожного місяця окремо з середньомісячних даних за 2000-2013 рр. Просторово-часовий розподіл індексу VCI представлений на рис. 2.

Рис. 1 – Сезонний хід *NDVI* по агрокліматичних зонах України.

В Степовій зоні (південній та північній) виділяється весняна посуха 2003 р. тривалістю з березня по червень, при цьому найнижчі значення *VCI* (0%) припадають на квітень-травень і вказують на екстремальну посуху (рис. 2, а, б). Посушливими були також березень-квітень 2006, 2011 та 2012 рр. В літній період (червень-серпень) найбільш інтенсивною була посуха 2007 р., коли в південному Степу значення *VCI* дорівнювали 0%, а в північному Степу коливалися в межах 5-17%. Посушливим було літо 2009 р., при цьому посуха тривала й у вересні, коли досягла найбільшої інтенсивності зі значенням *VCI* 4-9%. Посуха спостерігалася також влітку 2012 р. та була продовженням весняної посухи з деяким послабленням в травні-червні. Восени найбільш інтенсивною була посуха 2011 р., коли впродовж трьох місяців в південному Степу значення *VCI* коливалися в межах 0-5%, в північному Степу – від 6 до 14%.

В центральному Лісостепу виділяються два періоди з весняними посухами: з 2003 по 2006 рр., та з 2010 по 2013 рр. (рис. 2, в). Особливо інтенсивною була посуха в 2003 р., коли протягом березня-червня значення *VCI* було менше 30%, а в квітні-травні становило 0%. В період 2010-2013 рр. найбільш посушливими навесні були березень та квітень з показниками *VCI* в межах 11-25%. Влітку найбільш інтенсивною, але відносно нетривалою була посуха в 2007 р., коли в червні-липні *VCI* не перевищило 13%. З 2008 по 2010 рр. спостерігалися літньо-осінні (серпень-жовтень) посухи, найбільш інтенсивною була посуха 2009 р., коли значення *VCI* коливалося протягом трьох місяців в межах 4-17%, при цьому найбільш посушливими видалися осінні місяці.

Основною особливістю розподілу *VCI* в східному Лісостепу є посушливі весняні місяці протягом майже всього досліджуваного періоду (рис. 2, г). Якщо в березні розвиток рослинного покриву в цих областях може обмежуватись температурним режимом й індекс *VCI* не відображує повної картини умов вегетації, то в квітні застосування цього індексу можна вважати коректним. В березні-квітні посухи спостерігалися, як й центральному Лісостепу, в два періоди.

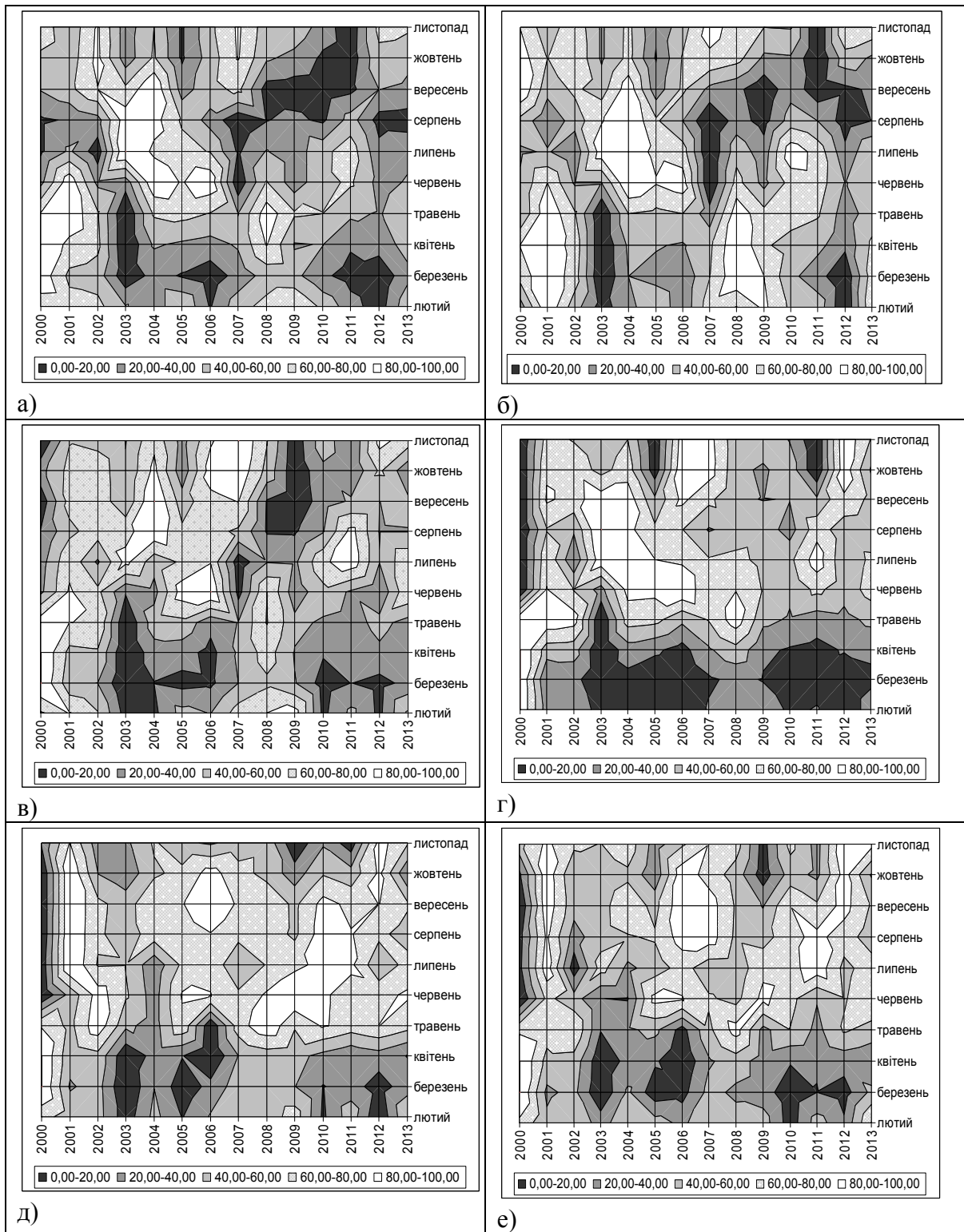


Рис. 2 – Просторово-часовий розподіл індексу VCI по природнокліматичних зонах України: а) північний Степ; б) південний Степ; в) центральний Лісостеп; г) східний Лісостеп; д) західний Лісостеп; е) Полісся.

Найбільш інтенсивною була посуха 2003 р., яка розповсюдилася з весни на початок літа, при цьому в квітні-травні значення VCI дорівнювало 0%. В другому періоді інтенсивність весняних посух майже не змінювалася, VCI в квітні коливалось в

межах 14-24%. Тривала літня посуха спостерігалася у майже всій Лісостеповій зоні в 2000 р. і найбільш інтенсивною вона була в східній частині. Ця посуха також розповсюдилася на осінні місяці. Восени посухи спостерігалися в 2005 та 20011 рр., але наставали вже наприкінці вегетаційного періоду, в жовтні.

В західному Лісостепу (Карпатський регіон) навесні найбільш посушливим був період з 2003 по 2006 рр., при цьому сильна посуха спостерігалася в 2006 р., коли в квітні-травні значення *VCI* становило 0-3% (рис. 2, д). В 2004 р. спостерігалася весняно-літня посуха: з квітня по липень показники *VCI* коливалися в межах 24-30%. В березні-квітні посухи також виникали в період 2010-2012 рр. Влітку та на початку осені вегетаційні умови були сприятливими протягом всього досліджуваного періоду, окрім 2000 р. Восени посушливими видалися лише по окремі місяці в жовтні та листопаді.

В Поліссі, як і в інших регіонах України, переважають весняні посухи, які спостерігалися також в два періоди, зазначені вище. Найбільш посушливим на весні є квітень, в березні значення *VCI* можуть бути некоректними через більш пізній початок вегетаційного періоду в північних районах (рис. 2, е). Найбільш тривалою та інтенсивною була весняно-літня посуха 2003 р., коли з квітня по червень значення *VCI* коливалося в межах 2-20%. В 2006 р. сильна посуха спостерігалася лише в весняні місяці, значення *VCI* склали від 3 до 12%. Весняні посухи періоду 2009-2013 рр. були менш інтенсивними, в 2009 та 2011 рр. вони охоплювали всі весняні місяці зі значенням *VCI* від 19 до 34%. Влітку, як і в Карпатському регіоні, посуха спостерігалася в 2000 р. В осінній період спостерігалася три роки з посухами малої інтенсивності – в 2005, 2009, 2011 рр., при цьому всі вони фіксувалися наприкінці вегетаційного періоду, в жовтні.

Узагальнюючи особливості просторово-часового розподілу посух на території України, визначені за допомогою Індексу вегетаційних умов, можна зробити висновок, що усім агрокліматичним зонам притаманна висока повторюваність весняних посух, особливо посушливим при цьому є східний Лісостеп. Найбільша кількість літніх посух спостерігається в Степу та центральному Лісостепу, при цьому деякі посухи розповсюджувалися й на початок осені. В Карпатському регіоні, Поліссі та східному Лісостепу літні посухи загалом нетривалі, а нечисленні осінні посухи починалися лише наприкінці вегетаційного сезону.

Проведемо оцінку інформативності нормалізованого вегетаційного індексу *NDVI* в зв'язку з індексами посушливості, які були розраховані та проаналізовані для території України. Для порівняння були взяті аномалії стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації на масштабі 3 місяці (*SPEI-3*), осереднені по трьох відповідних місяцях аномалії параметра Палмера (*sc-PDSI*) та гідротермічного коефіцієнта Селянинова (*ГТК*). Вихідні дані по індексах посушливості *SPEI-3* та *sc-PDSI* одержані з бази даних сервісу KNMI Climate Explorer. Гідротермічний коефіцієнт для досліджуваного періоду був розрахований раніше [8]. Індекси посушливості, як й *NDVI*, були зонально осереднені в межах основних агрокліматичних зон – Степ (за винятком Криму), Лісостеп (за винятком Карпат), Полісся. В табл. 2 представлені коефіцієнти кореляції між аномаліями *NDVI* та відповідними аномаліями індексів посушливості за весняно-літній, літній та літньо-осінній періоди. Коефіцієнти кореляції були перевірені для 5% рівня значущості. Оскільки часові ряди містять невелику кількість даних, кількість значущих коефіцієнтів кореляції невисока.

Можна бачити, що по всіх індексах найліпший статистичний зв'язок спостерігається в Степовій зоні та в літній період (червень-серпень). Найвищі значення коефіцієнта кореляції відповідають параметру Палмера та гідротермічному коефіцієнту – 0,90 та 0,83 відповідно. Для *SPEI-3* зв'язок дещо менший. У весняно-літній період для *ГТК* та *SPEI-3* коефіцієнти кореляції майже дорівнюють літнім показникам, а для

параметра Палмера кореляційний зв'язок слабкий – 0,37. В літньо-осінній період для всіх індексів посушливості тіснота кореляційного зв'язку з *NDVI* зменшується, для *ГТК* коефіцієнт кореляції стає незначущим. Цей показник підкреслює той факт, що гідротермічний коефіцієнт восени частіше вказує на наявність посушливості, особливо в Степу, ніж інші індекси, що не завжди відповідає реальній ситуації. В Лісостепу кореляційний зв'язок між індексами посушливості та *NDVI* майже вдвічі менший, ніж в Степу, по всіх періодах. Значущі коефіцієнти кореляції спостерігаються для *ГТК* у весняний та літній періоди, восени кореляційний зв'язок відсутній. Для параметра Палмера значуща кореляція з *NDVI* спостерігається лише влітку. Стандартизований індекс опадів-евапотранспірації має незначущий кореляційний зв'язок протягом всього вегетаційного сезону. В Поліссі статистичний зв'язок між індексами посушливості та *NDVI* виявився незначущим.

Таблиця 2 – Коефіцієнти кореляції між аномаліями *NDVI* та індексами посушливості (виділені значущі коефіцієнти кореляції)

Індекс	Агрокліматична зона	Період		
		квітень - червень	червень - серпень	серпень - жовтень
<i>SPEI-3</i>	Степ	0,75	0,79	0,68
	Лісостеп	0,39	0,34	0,32
	Полісся	0,26	0,15	0,34
<i>sc-PDSI</i>	Степ	0,37	0,90	0,63
	Лісостеп	0,08	0,49	0,32
	Полісся	0,02	0,27	0,21
<i>ГТК</i>	Степ	0,83	0,83	0,40
	Лісостеп	0,54	0,47	0,09
	Полісся	0,05	0,35	0,28

Одержані результати узгоджуються з аналізом, проведеним для окремих регіонів Європи в дослідженні [9]. Автори визначили просторовий розподіл коефіцієнтів кореляції у вузлах регулярної сітки з кроком 1 градус між аномаліями індексів посушливості (*sc-PDSI* і стандартизованого індексу опадів, *SPI*) та аномаліями *NDVI* в весняний та літній періоди, який показав наявність кореляційного зв'язку на рівні 0,4-0,6 для південно-західних районів України та швидке зменшення коефіцієнтів кореляції в північному напрямку. Осереднені по площі окремих територій (Іберія, Північна Африка, Західна Туреччина) коефіцієнти кореляції для літнього періоду, за даними [9], становлять для *sc-PDSI* від 0,56 до 0,78, для *SPI* від 0,65 до 0,71.

Для того, щоб визначити, як впливає посушливість на показники нормалізованого вегетаційного індексу, розглянуто детально часовий хід *NDVI*, осереднений по території України, в роки з визначеними посухами з високою часовою дискретністю – 8 днів, яка надається проектом GLAM. На рис. 3 представлено графік часового ходу швидкості зміни вегетаційного індексу протягом вегетаційних періодів: осереднений по періоду 2000-2012 рр. та за окремі роки, коли в більшості областей спостерігалася посуха в весняний або літній періоди – 2003, 2006, 2007, 2009 та 2012 рр. Швидкість зміни *NDVI* відносна та представлена у відсотках до попереднього 8-денного проміжку часу. Отже, згідно кривої, яка представляє осереднену швидкість зміни *NDVI*, позитивний приріст рослинного покриву на території України відбувається з початку квітня і триває до початку червня. При цьому найбільша швидкість приросту

відзначається в період з 14 по 21 квітня, потім швидкість наростання поступово убуває. Після першої декади червня спостерігається переважно негативний приріст з постійною швидкістю протягом всього літа, що свідчить про відносно стійкі погодні умови на даній території. Восени негативний приріст зберігається, але стає більш нестабільним в результаті підвищення мінливості погодних умов та сезонної зміни структури рослинного покриву.

Для виділених років з посухою характерні різкі коливання швидкості зміни *NDVI* навесні, у квітні. Найбільш інтенсивна весняна посуха 2003 р. була відзначена різким збільшенням *NDVI* в середині квітня, що відповідає відносно пізньому настанню весни в цей рік на території країни, внаслідок чого бурний розвиток рослинності відбувався навіть на фоні посушливої погоди. Посушливі вегетаційні сезони 2007 та 2012 рр. характеризувалися меншим, ніж в середньому, приростом *NDVI* протягом весни і до середини літа. Літня посуха 2009 р. відбилася на збільшенні швидкості убування рослинності в другій половині літа. Весняна посуха 2006 р. не виражена в швидкості зміни *NDVI* завдяки порівняно її невеликій інтенсивності та площі охоплення (західний Лісостеп та Полісся).

Таким чином, відносна швидкість приросту рослинності, що фіксується змінами *NDVI*, може відбивати умови інтенсивних посух з великим відсотком охоплення досліджуваної території.

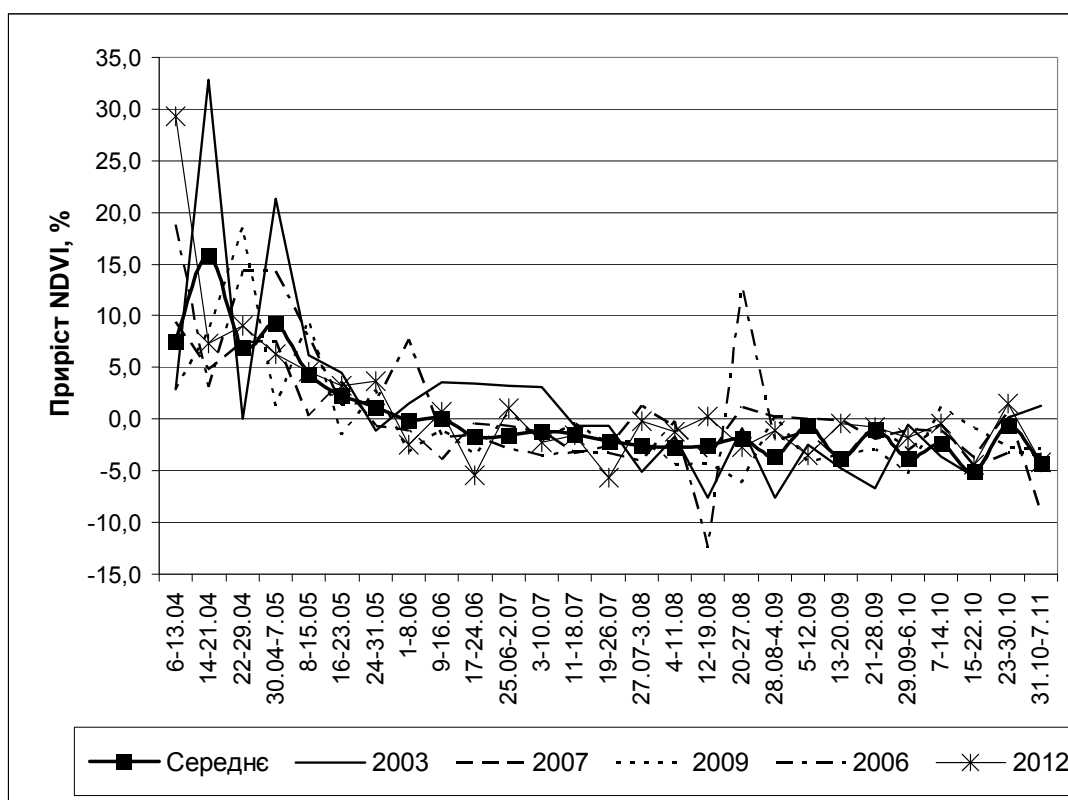


Рис. 3 – Відносна швидкість зміни *NDVI* (%), осередненого по території України, протягом вегетаційного періоду.

Проведемо порівняльний аналіз часового розподілу нормалізованого вегетаційного індексу *NDVI* з показниками врожайності деяких сільськогосподарських культур на території України. В табл. 3 представлена інформація щодо аномалій *NDVI* по роках та місяцях та дані про коливання параметрів врожайності озимої пшениці та

ярого ячменю по Україні в цілому. На основі даних про щорічну врожайність по областях України була визначена тенденція врожайності за методом гармонійних ваг [10], проаналізовані відхилення від тренда (ΔY) та метеорологічна складова мінливості врожайності (δY) [11]. Можна бачити, що на показники врожайності значно впливають весняно-літні посухи, які добре відбиваються в негативних місячних аномаліях $NDVI$. Найбільші від'ємні відхилення $NDVI$ від середнього значення в квітні-травні 2003 р. відповідають найбільшому за розглянуті роки зниженню врожайності озимої пшениці. Більш пізня весняно-літня посуха 2007 р. призвела до значних втрат ярого ячменю. На зниженні врожайності відбилася також весняна посуха 2006 р., хоча її інтенсивність й тривалість були менші, ніж в 2003 р. Збитки врожаю в 2000 та 2012 рр. були меншими, але також супроводжувалися негативними аномаліями $NDVI$ в квітні-червні, а в 2012 р. - протягом всього літа. Таким чином, суттєві втрати врожаю фіксуються в роки, коли значення $NDVI$ в квітні-червні менше від середнього. Літні негативні аномалії $NDVI$, що відповідають літнім посухам, майже не відбиваються на показниках врожайності.

Таблиця 3 – Аномалії $NDVI$ (% від середнього значення) і показники врожайності – відхилення від тренда (ΔY , ц/га) та метеорологічна складова відхилення врожайності (δY , %) по території України

Рік	Місяць							Озима пшениця		Ярий ячмінь	
	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень	ΔY	δY	ΔY	δY
2000	5,84	-1,49	-2,98	0,99	0,68	7,83	2,87	-4,45	-18,1	-2,26	-10,94
2001	14,70	8,38	1,92	-0,22	-2,31	2,17	4,92	4,11	16,5	4,23	20,54
2002	13,00	3,09	-2,20	-10,24	-1,02	1,18	5,13	5,26	20,8	3,76	18,25
2003	-19,90	-11,46	-5,44	9,31	7,76	0,14	-5,31	-11,25	-44,1	-3,86	-18,66
2004	-0,73	0,67	2,85	2,60	11,31	9,07	4,69	6,36	24,2	3,59	17,14
2005	-3,96	2,01	4,29	2,08	2,93	-3,16	-8,02	1,59	5,9	0,09	0,42
2006	-9,08	-2,13	5,31	2,05	-1,70	5,17	7,14	-2,51	-9,0	-0,47	-2,16
2007	6,74	-1,86	-7,30	-8,64	-4,76	3,04	8,31	-3,25	-11,4	-5,68	-25,36
2008	19,83	8,93	1,54	-2,86	-5,34	-6,58	0,66	6,75	22,8	6,22	26,83
2009	0,43	0,87	-3,14	-3,90	-6,27	-8,89	-10,03	1,67	5,5	-0,05	-0,21
2010	-0,96	-0,18	0,17	3,97	-3,57	-2,72	-3,94	-4,04	-13,1	-	-
2011	-7,23	-0,18	-0,51	4,85	2,56	-5,55	-10,86	2,46	7,8	-0,08	-0,34
2012	-3,93	-3,37	-3,27	-5,56	-4,03	-1,03	3,26	-3,03	-9,8	-1,76	-7,60

Висновки. Виконаний в дослідженні аналіз посушливих умов на території України за допомогою вегетаційних індексів, визначених за даними супутникового зондування, показав високу ефективність цих параметрів для вирішення задач моніторингу як посух, так й загального стану рослинного покриву, що дає змогу використовувати їх в пошуку кількісних зв'язків погодних умов з продуктивністю та врожайністю окремих сільськогосподарських культур з метою сезонного прогнозування. Виконана оцінка інформативності нормалізованого вегетаційного індексу порівняно з деякими індексами посушливості показала, що найкращий статистичний зв'язок спостерігається лише в Степовій зоні, що обмежує верифікацію та сумісне використання цих параметрів при моделюванні для всій території України.

Список літератури

1. Калинин Н.А., Пьянков С.В., Связов Е.М., Смирнова А.А. Технология комплексной оценки фитомассы сельскохозяйственных культур по данным дистанционного зондирования Земли // Вестник Удмуртского университета. Сер. Биология. Науки о Земле. - 2010. - Вып. 4. - С. 11-18.
2. Антоненко В.С., Гаценко Р.В. Оценка состояния посевов и прогноз урожайности озимой пшеницы в Украине по данным многоспектральной космической съемки // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2005. - Вип. 254. - С.55-71.
3. Гребень А.С., Красовская И.Г. Анализ основных методик прогнозирования урожайности с помощью данных космического мониторинга, применительно к зерновым культурам степной зоны Украины // Радіоелектронні і комп'ютерні системи. – 2012. - № 2 (54). – С. 170-180.
4. Rouse J.W., Haas R.H., Schell J. A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS // Third ERTS Symposium, NASA SP-3511973. - Vol. 1. - P. 309–317.
5. Kogan F.N. Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar orbiting satellite data // Bull. Amer. Met. Soc. – 1995. - Vol. 76, No. 5. - P. 655-668.
6. Singh R.P., Roy S., Kogan F. Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India // Int. J. Remote Sensing. – 2003. - Vol. 24, No. 22. – P. 4393–4402.
7. Karnieli A., Agam N., Pinker R. T., Anderson M., Imhoff M. L., Gutman G. G., Panov N., Goldberg A. Use of NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations. // J. Climate. – 2010. - Vol. 23. - P. 618–633.
8. Семёнова И. Г. Оценка засушливых условий на Украине в конце XX - начале XXI столетия // Вестник Балтийского федер. ун-та им. И. Канта. - 2014. - № 1. - С. 20-29.
9. Peled E., Dutra E., Viterbo P., Angert A. Technical note: Comparing and ranking soil-moisture indices performance over Europe, through remote-sensing of vegetation // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. – 2009. – Vol. 6. – P. 6247-6264.
10. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 175 с.
11. Пасов В.М. Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 152 с.

Использование вегетационных индексов для мониторинга засух в Украине

Семенова И.Г.

Исследовано пространственно-временное распределение засушливых условий в Украине за период 2000-2013 гг. с помощью индексов, которые являются продуктами спутникового зондирования Земли, - нормализованного вегетационного индекса и индекса условий вегетации. Выявлено преобладание весенних засух во всех агроклиматических зонах с максимальной повторяемостью и интенсивностью в восточной Лесостепи. Сравнительный анализ показателей урожайности озимой пшеницы и ярового ячменя с аномалиями вегетационного индекса показал существенное снижение урожая в те годы, когда значения индекса в апреле-июне меньше средних.

Ключевые слова: нормализованный вегетационный индекс, засуха, урожайность.

Using of vegetation indices for drought monitoring in Ukraine

Semenova I.G.

Spatial and temporal distribution of dry conditions in Ukraine for the period 2000-2013 was studied using the normalized difference vegetation index and vegetation condition index, which are the products of Earth satellite sensing. It was found the prevalence of spring droughts in all agroclimatic zones with a maximum of frequency and intensity in the eastern Steppe. A comparing of the crop yield of winter wheat and spring barley with anomalies of vegetation index showed significant crop reduction in the years when the value of vegetation index in April-June was less than the average.

Keywords: normalized difference vegetation index, drought, crop yield.

КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ СРЕДНЕМЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Предлагаются схемы районирования полей среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана, выполненного с помощью Универсального итерационного метода кластеризации данных. Приведен физический и статистический анализ полученных схем кластеризации, имеющий хорошее научное обоснование. Показано, что распределение среднемесячной температуры воздуха имеет в основном зональный характер, с меридиональными отклонениями в районе береговой черты Североамериканского континента.

Ключевые слова: среднемесячная температура воздуха, кластер, критерий, внутрикластерная дисперсия, евклидово расстояние.

Введение. Средняя температура является одним из основных показателей климата. Формирование её зависит как от множества факторов природного характера (солнечной радиации, альбедо, прозрачности атмосферы, потоков явного и скрытого тепла, количества тепла в глубинах океана и т.д.), так и от влияния антропогенного фактора. Особое внимание изменению температуры уделяется в свете существующих изменений климата, что особенно отмечается в докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) [1]. Здесь же говорится о потеплении вод мирового океана, как доминирующего фактора процесса увеличения энергии, хранящейся в климатической системе [1]. Естественно, это потепление в результате турбулентного тепло и массообмена, приводит к изменению свойств приводного слоя атмосферы над океаном, в том числе и температуры воздуха в этом слое. Исследование горизонтального распределения среднемесячной температуры, как поверхности, так и воздуха в северной части Тихого океана может оказать существенную помощь в изучении изменения региональных климатов указанного региона. Для этой цели, как правило, применяются методы статистического анализа, в том числе и многомерного статистического анализа (например, факторного, кластерного и т.д.), которые позволяют не только получить поля той или иной характеристики с помощью построения соответствующих изолиний, но и определить целые однородные районы с характерной репрезентативной точкой, что помогает существенно сжать информацию (используется при формировании входных условий при моделировании), выявить границы распределения характеристики в общей пространственной совокупности и т.д.

Однако, все указанные положительные стороны предлагаемого подхода к изучению полей температуры воздуха, так же как и других характеристик, имеют место только при наличии объективных исходных данных с минимальным пространственным шагом, и отвечающим предъявляемым к статистическим рядам требованиям однородности, независимости, представительности.

Целью нашего исследования является попытка получить максимально приближённое к объективному районирование полей температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана в зимний период, что должно, с нашей точки зрения, найти выражение в соответствии выделенных относительно независимых температурных зон построенным среднемесячным картам основных характеристик, отражающих свойства подстилающей поверхности и условия взаимодействия в нижнем слое атмосферы в северной части Тихого океана [2,3].

Материалы и методы исследований. В качестве метода для кластеризации нами был использован Универсальный итерационный метод кластеризации данных

(УИМКД) [4]. Основанием для принятия решения по выбору данного метода послужили целевое назначение УИМКД, который был создан при разработке подхода к формированию исходных данных при решении физико-статистических задач, и наиболее походит для осуществления климатического районирования полей гидрометеорологических величин, а так же результаты, полученные при кластеризации полей температуры подстилающей поверхности в районах Северной Атлантики и северной части Тихого океана. К тому же, данное районирование можно рассматривать как продолжение ряда экспериментов по дальнейшей апробации данного, достаточно нового метода. Как было показано в [5], температура поверхности океана обладает большой инерционностью, что в свою очередь должно найти отражение в устойчивости распределения приводной температуры воздуха. К тому же указанные характеристики достаточно хорошо исследованы для северной части Тихого океана, и это, со своей стороны, может помочь определить степень объективности нашей кластеризации с помощью УИМКД.

В УИМКД акцент поставлен на выявлении неоднородности кластеров, с помощью известных параметрических и непараметрических критериев Фишера, Крамера-Уэлча (при равенстве объёмов двух независимых выборок, он полностью совпадает с критерием Стьюдента для средних) и Лемана-Розенблатта, применение которых в математической статистике к непрерывным случайным величинам с неизвестными законами распределения является наиболее аргументированным [6-10].

Прежде чем приступить к краткому обзору алгоритма УИМКД и вышеупомянутых критериев, необходимо отметить, что гидрометеорологические величины в подавляющем большинстве случаев не подчиняются нормальному закону распределения, а так же являются непрерывными и случайными.

Применяемые в УИМКД критерии Фишера и Крамера-Уэлча (критерий Стьюдента) достаточно хорошо рассмотрены в [11,12]. Поэтому приведём лишь конечные формулы их определяющие:

$$\text{а) критерий Фишера: } F = \frac{S_x^2}{S_y^2};$$

$$\text{б) критерий (статистика) Крамера-Уэлча: } T = \frac{\sqrt{mn}(\bar{x} - \bar{y})}{\sqrt{nS_x^2 + mS_y^2}},$$

где S_x^2 - несмещённая оценка дисперсии случайной величины x , S_y^2 - несмещённая оценка дисперсии случайной величины y , \bar{x} и \bar{y} - средние значения случайных величин x , y , m и n - объёмы случайных выборок x и y .

Однако, неотклонение проверяемых гипотез о равенстве средних и (или) равенстве дисперсий еще не говорит о принадлежности выборок одной и той же генеральной совокупности. Это свидетельствует лишь о возможном равенстве числовых характеристик, но не законов распределения. Поэтому, в нашем случае, для проявления наиболее полной независимости данных, формирующих тот или иной кластер (проверки различия законов распределения), в используемом методе применён критерий Лемана-Розенблатта ω^2 [13], позволяющий проверить на однородность две выборки при неизвестных законах распределения входящих в них данных.

Статистика A типа ω^2 представляется в виде [13]:

$$\omega^2 = \frac{1}{mn(m+n)} \left[m \sum_{i=1}^m (r_i - i)^2 + n \sum_{j=1}^n (s_j - j)^2 \right] - \frac{4mn-1}{6(m+n)},$$

где r_i - ранг x'_i и s_j - ранг y'_j в общем вариационном ряду, построенном по объединенной выборке.

Правила принятия решений при проверке гипотезы об однородности двух выборок с использованием статистики типа омега-квадрат (ω^2), на основе критических значений в зависимости от уровней значимости и объемов совокупностей случайных величин приведены в таблицах [14].

В самом же методе (УИМКД), в качестве исходной информации выступает матрица $X = (x_{ij})_{m \times n}$, содержащая m векторов-строк мерности n , характеризующая статистические ряды объёмом n в m пунктах, которые и должны быть кластеризованы. В качестве априорной информации задается только минимальное количество векторов τ , которые могут составить кластер.

Итерационный процесс в алгоритме УИМКД состоит из ряда шагов. Мы приведём лишь первоначальные шаги, которые определяют дальнейший алгоритм метода:

1-й шаг: Рассчитывается квадратная матрица порядка m евклидовых расстояний между всеми векторами матрицы X

$$D = (D_{ij})_{m \times m}, \quad D_{ij} = \sqrt{\sum_{s=1}^n (x_{js} - x_{is})^2}. \quad (1)$$

Матрица D является симметрической. На главной диагонали этой матрицы располагаются нули.

2-й шаг: В каждой строке матрицы D производится ранжирование её элементов, т.е. её элементы располагаются в возрастающем порядке. В результате получим матрицу D^1 вида

$$D^1 = \begin{pmatrix} 0 & d_{12}^{(p)} & d_{13}^{(p)} & d_{14}^{(p)} & \dots & d_{1m}^{(p)} \\ 0 & d_{22}^{(p)} & d_{23}^{(p)} & d_{24}^{(p)} & \dots & d_{2m}^{(p)} \\ 0 & d_{32}^{(p)} & d_{33}^{(p)} & d_{34}^{(p)} & \dots & d_{3m}^{(p)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & d_{m2}^{(p)} & d_{m3}^{(p)} & d_{m4}^{(p)} & \dots & d_{mm}^{(p)} \end{pmatrix}. \quad (2)$$

В ней производится перенумерация элементов каждой строки (p - номер столбца, в котором располагается элемент каждой строки матрицы (2) в матрице D ($p = \overline{1, m}$)).

Пусть, предположим, мы условились, что минимальное число векторов, которые могут составить кластер, равно τ . Тогда анализу подвергается блок матрицы (2), состоящий из первых $\tau = \vartheta$ столбцов (на первом этапе, например, $\vartheta = 3$).

3-й шаг: Производится сравнение евклидовых расстояний D_{lj} ($l, j = \overline{1, m}$) с евклидовыми расстояниями $d_{l3}^{(p)}$. Если $D_{lj} \leq d_{l3}^{(p)}$ ($l = \overline{1, m}$), то j -й вектор может

рассматриваться как потенциальный центр кластера, в который входит 1-й вектор (с учетом значения индекса p).

Дальнейшие шаги позволяют сформировать кластеры, проверить их на однородность, и в случае выявления полной независимости между ними, определить наиболее оптимальную схему кластеризации независимо от возможного субъективного выбора исследователя.

Объектом для нашего исследования были выбраны поля среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м над поверхностью в районе северной части Тихого океана (данные ре-анализа ERA-40 [15]), заданные в узлах регулярной сетки точек $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ в секторе, ограниченном по широте от 20° до 70° северной широты и по меридиану от 160° восточной долготы до 120° западной долготы, за период с 1958 по 2002 годы, зимние месяцы (декабрь, январь, февраль). Таким образом, в каждом узле сетки был сформирован 45-ти мерный вектор среднемесячных значений температуры воздуха для указанных месяцев. Множество этих векторов и было представлено алгоритму УИМКД для разбиения полей температуры воздуха на однородные кластеры.

Выделенный район исследования представлен на рис.1, а результаты проведенной кластеризации - на рис.2-4. На них буквенными обозначениями латиницы выделены выявленные алгоритмом кластеры.

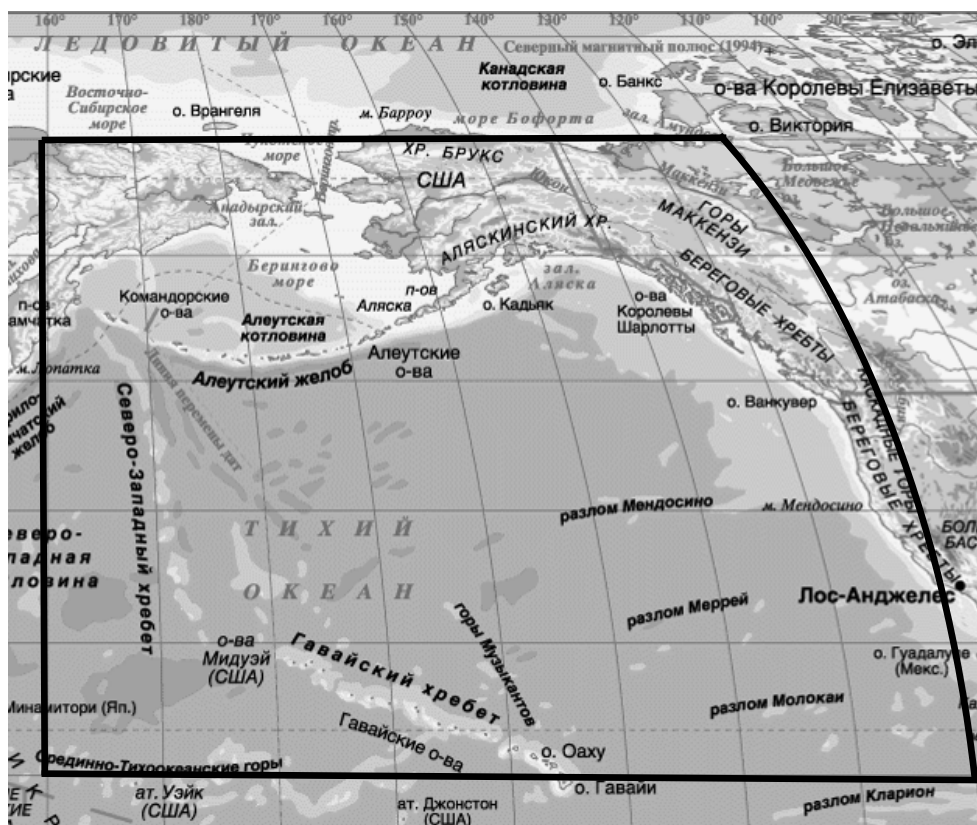


Рис. 1 – Сектор в северной части Тихого океана подлежащий исследованию (в форме криволинейной трапеции)

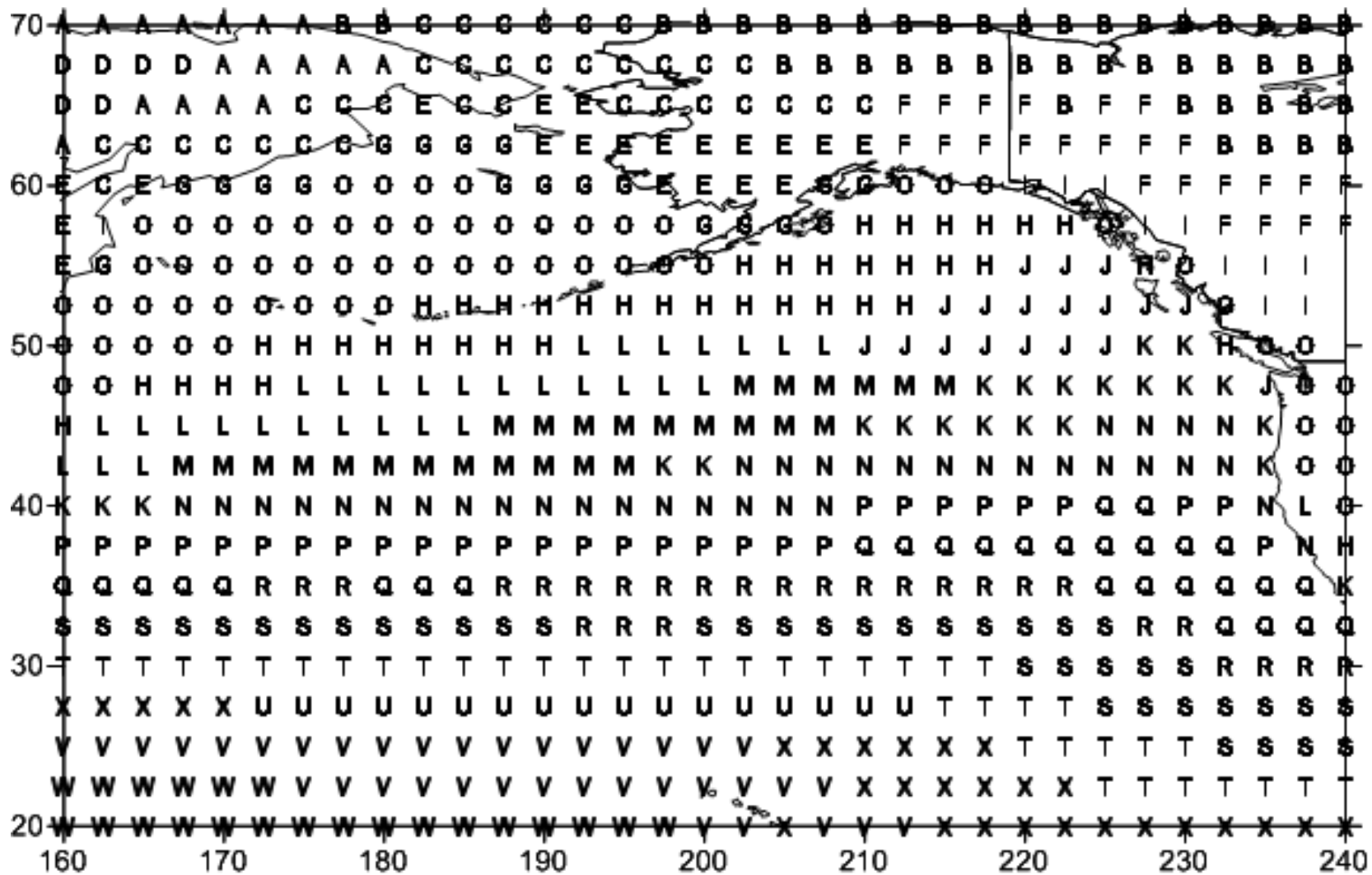


Рис. 2 - Карта распределения кластеров среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (декабрь)

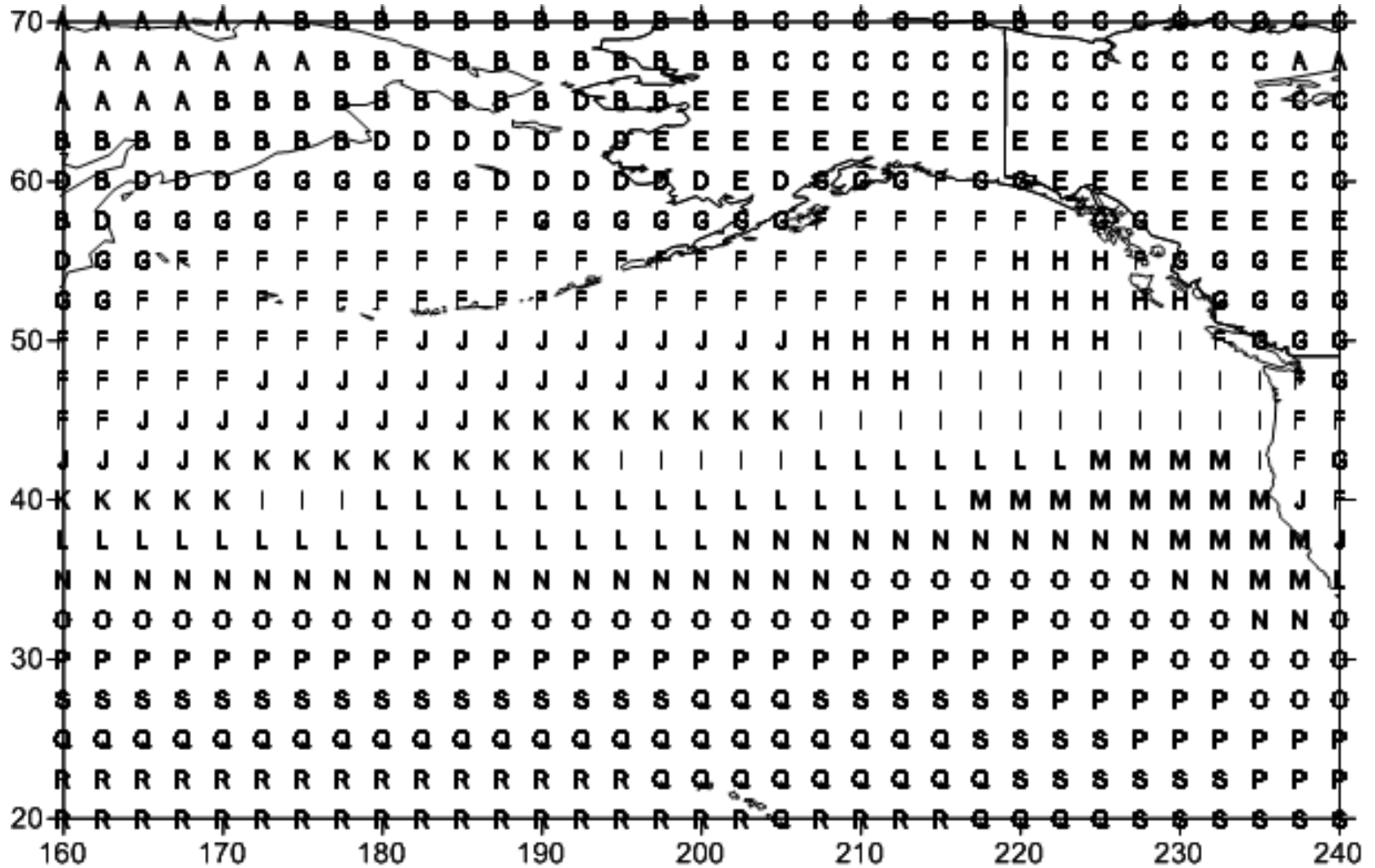


Рис. 3 - Карта распределения кластеров среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (январь)

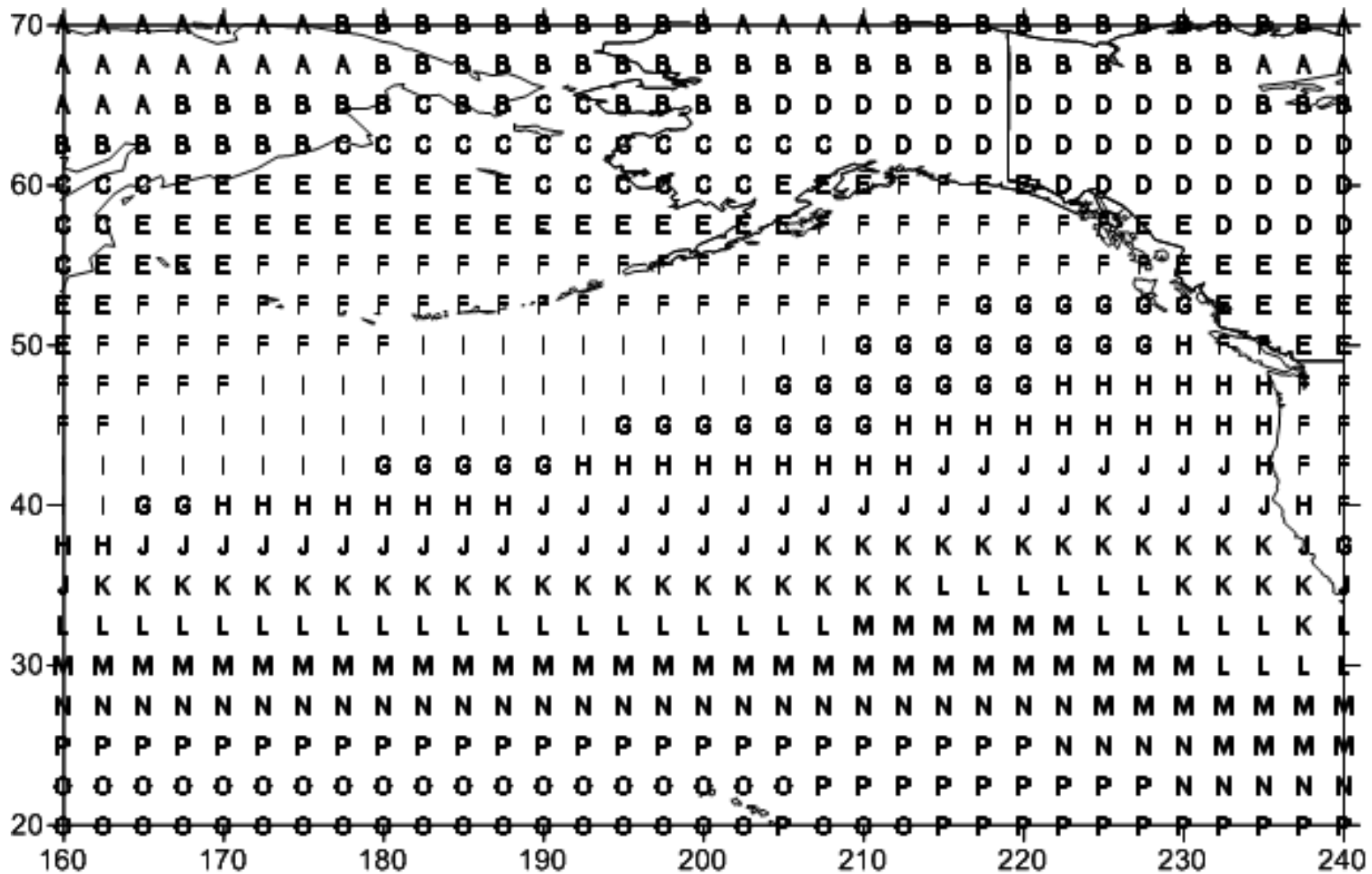


Рис. 4 - Карта распределения кластеров среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (февраль)

Прежде чем приступить к более детальному рассмотрению полученных схем кластеризации, необходимо указать, что в общем они хорошо согласуются с климатическими картами месячных и среднемесячных гидрометеорологических характеристик, построенными на основе данных непосредственных экспедиционных гидрометеорологических измерений, таких как карты распределения суммарной солнечной радиации, радиационного баланса, затрат тепла на испарение, температуры воздуха у поверхности океана, температура воды на поверхности и т.д. [3] Эти карты представлены в виде распределений изолиний и показывают квазиширотную однородность распределения названных гидрометеорологических характеристик, что находит отражение и в нашей кластеризации полей температуры воздуха на высоте 2 м. Необходимо так же коснуться вопроса отражения сезонного фактора в горизонтальном распределении температуры воздуха в приземном слое. Так кластеризация для декабря показывает наличие большего количества кластеров (24) по сравнению с январём и февралём (соответственно 19 и 16), и проявление территориально разнесённых районов с однородной температурой (выбросов) (для декабря (рис.2) кластеры К, Q, X), что отсутствует для остальных месяцев рассматриваемого периода. Это, с нашей точки зрения, может быть связано с инерционными свойствами океана, проявляющимися через взаимодействие его с атмосферой, в результате которого зимний период в рассматриваемом районе смещён на один месяц и так же как для температуры поверхности океана включает в себя январь, февраль, март. Декабрь же является адаптационным (переходным) месяцем периода осень-зима.

Сопоставляя полученное нами районирование с картой турбулентного обмена между поверхностью океана и атмосферой, можно проследить проявление зон с максимальными значениями турбулентного обмена (декабрь кластеры (H,O,S,T), январь - (D,F,S), февраль - (E,F,M,N)) и минимальными – (декабрь кластеры (N,P,Q), январь - (M,N), февраль - (J,K)). Это, с учётом тесной зависимости температуры воздуха на данной высоте от турбулентного состояния приземного слоя воздуха, а соответственно и от интенсивности обмена теплом и влагой, подтверждает достоверность полученных результатов.

Известно, что циркуляционный режим северной части Тихого океана формируется под влиянием двух глобальных центров действия атмосферы: северного субполярного циклонического (Алеутская депрессия) и северного субтропического антициклонического (Гонолульский максимум), интенсивность которых в зимний период является наибольшей. Естественно предположить, что территориальное распределение среднемесячной температуры воздуха должно быть хорошо согласовано с климатическим барическим полем атмосферы над северной частью Тихого океана, в том числе и с траекториями перемещения барических образований. Именно эти факты достаточно хорошо проявляются в настоящем исследовании: области влияния Алеутского минимума (севернее кластеров R,Q (рис.2), N (рис.3), K (рис.4)) и Гонолульского максимума (южнее кластеров P (рис.2), L (рис.3), J (рис.4)) разграничиваются линией конвергенции простирающейся с запада на восток в районе 40° с.ш. и переходящей в зону положительной горизонтальной дивергенции (кластеры R,Q,P (рис.2), N,L (рис.3), K,J (рис.4)). Интерес представляет самостоятельный кластер M (рис.3), имеющий больше меридиональную ориентацию, чем зональную и, который находит отражение, как указывалось ранее, в соответствии однородной зоны температуры воздуха очагу минимальных значений турбулентного обмена между поверхностью океана и атмосферой для января [3], для других месяцев такая определённость несколько сглажена.

Структурное расположение кластеров приземной температуры воздуха в наиболее северной части, районе Берингова моря, хорошо отражает климатические

различия между отдельными районами моря. Ближе к северу, особенно в прибрежной зоне климат более суровый, континентальный (кластеры G,E (рис.2), D,G (рис.3), C (рис.4)), южнее, где сказывается стабилизирующее влияние океана, климат более мягкий (кластеры H,O (рис.2), F (рис.3), F (рис.4)). Здесь же видно распространение площади ледового покрова от декабря к февралю (кластеры G,E (рис.2), D,G (рис.3), C,E (рис.4)), подтверждаемое отрицательными средними значениями репрезентативных векторов по кластерам (табл.1).

Данные для статистического анализа проведенной кластеризации, представлены в виде таблиц 1-5б. Согласно полученным результатам внутрикластерные дисперсии (табл.1) для исследуемой территории во все месяцы имеют чёткое разделение на две части. Большие дисперсии – характеризующие кластеры, покрывающие материковую поверхность и поверхность моря, покрытую льдом, связаны, на наш взгляд, с особенностями характера этих поверхностей и взаимодействия с нижележащим слоем атмосферы, и незначительные дисперсии, характеризующие кластеры океанической части территории и определяемые в большей степени инерционными свойствами океана. Средние значения температуры поверхности имеют в основном меридиональную направленность, уменьшаясь с юга на север, и только на материковой части наблюдаются различия между береговыми частями и более удалёнными от воды. Причём минимальные средние значения наблюдаются в кластере территориально расположенном на полуострове Чукотка, а максимальные - в крайней юго-западной части, находящейся под влиянием тёплого Северо-Пассатного течения.

Таблица 1 - Внутрикластерные дисперсии и средние значения среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в полученных кластерах северной части Тихого океана (декабрь-февраль)

№№ п/п	Обозначение кластеров	Внутрикластерные Дисперсии			Средние значения		
		декабрь	январь	февраль	декабрь	январь	февраль
1	A	12.657	12.209	13.621	247.239	243.777	244.621
2	B	9.747	12.731	14.731	249.385	251.864	249.932
3	C	12.918	18.042	13.304	253.401	248.22	259.978
4	D	15.909	8.51	16.52	241.422	262.208	257.095
5	E	11.759	23.075	1.65	260.342	257.039	268.638
6	F	19.321	0.4	0.38	256.661	274.456	274.722
7	G	5.164	2.049	0.284	267.829	268.833	279.266
8	H	0.344	1.209	0.192	276.586	278.652	281.44
9	I	8.989	0.352	0.458	264.61	281.422	276.842
10	J	1.026	0.478	0.178	279.211	276.871	283.857
11	K	0.354	0.685	0.106	282.083	279.62	286.267
12	L	0.413	0.484	0.073	278.162	283.722	288.254
13	M	0.508	0.54	0.083	280.624	285.101	290.273
14	N	0.219	0.202	0.12	283.978	286.854	292.294
15	O	0.49	0.061	0.246	273.21	288.99	296.441
16	P	0.22	0.061	0.106	286.232	291.145	294.166
17	Q	0.178	0.122	-	288.08	294.794	-
18	R	0.211	0.234	-	289.305	296.831	-
19	S	0.062	0.082	-	291.029	293.217	-

Продолжение табл. 1

№№ п/п	Обозначение кластеров	Внутрикластерные Дисперсии			Средние значения		
		декабрь	январь	февраль	декабрь	январь	февраль
20	T	0.078	-	-	292.879	-	-
21	U	0.375	-	-	294.346	-	-
22	V	0.196	-	-	296.428	-	-
23	W	0.202	-	-	298.198	-	-
24	X	0.16	-	-	295.024	-	-

Экстремальные значения евклидовых расстояний, между кластерами, представленные в табл.2 полностью соответствуют кластерам с максимальными и минимальными средними значениями (табл.1).

Таблица 2 - Экстремальные значения евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (декабрь-февраль)

Декабрь		Январь		Февраль	
max	min	max	min	max	min
381.82	6.989	356.73	10.791	348.523	12.639
D-W (4-23)	U-X (21-24)	A-R (1-18)	Q-S (17-19)	A-S (1-15)	N-P (14-16)

Для более детального анализа, в таблицах 3а-5б нами частично представлены значения евклидовых расстояний (с пропуском промежуточных значений, занимающих большой объём) между полученными кластерами среднемесячной температуры воздуха исследуемой территории для декабря, января и февраля, которые, в том числе, могут позволить более наглядно представить картину зонирования рассмотренной физической характеристики.

Таблица 3а - Матрица ранжированных значений евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (декабрь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	21	22	23	24 (max)
1	30.36	40.39	43.94	74.52	316.97	321.38	330.86	342.68
2	30.36	34.03	53.64	62.58	302.39	306.81	316.28	328.09
3	34.03	40.85	43.94	48.04	275.84	280.19	289.69	301.48
4	40.39	62.58	83.31	111.79	356.09	360.52	369.99	381.82
5	38.70	42.03	48.04	51.42	229.36	233.72	243.19	254.97
6	38.70	40.85	53.64	55.92	254.53	258.94	268.34	280.10
7	35.08	37.97	51.42	60.04	178.68	183.01	192.52	204.32

Продолжение табл.3а

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	21	22	23	24 (max)
8	11.86	18.39	22.89	27.71	157.01	183.52	198.14	237.30
9	35.08	42.03	55.92	61.39	200.45	204.96	214.32	226.12
10	11.89	13.34	18.39	19.74	174.71	200.99	215.84	255.01
11	11.71	13.20	19.74	27.09	193.91	220.35	234.94	274.04
12	11.86	11.89	16.68	27.09	167.83	194.33	208.79	247.86
13	11.71	13.34	16.68	22.76	184.29	210.81	225.29	264.36
14	13.20	15.22	22.76	27.74	206.62	233.13	247.61	286.68
15	22.89	33.66	37.97	40.89	161.08	167.71	175.46	214.58
16	13.11	15.22	20.75	28.24	221.66	248.18	262.69	301.77
17	9.21	13.11	19.91	27.74	233.86	260.42	274.94	314.04
18	9.21	11.90	20.75	24.12	242.14	268.71	283.20	322.30
19	11.90	12.45	19.91	22.56	253.56	280.13	294.68	333.80
20	10.28	12.45	14.62	23.89	265.92	292.50	307.07	346.20
21	6.99	10.28	14.10	22.56	275.84	302.39	316.97	356.09
22	10.14	11.96	14.10	23.89	289.69	316.28	330.86	369.99
23	11.96	21.59	26.00	35.76	301.48	328.09	342.68	381.82
24	6.99	10.14	14.62	21.59	280.19	306.81	321.38	360.52

Таблица 3б - Матрица номеров кластеров соответствующих ранжированным значениям евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (декабрь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	21	22	23	24 (max)
1	2	4	3	6	21	24	22	23
2	1	3	6	4	21	24	22	23
3	2	6	1	5	21	24	22	23
4	1	2	3	6	21	24	22	23
5	6	9	3	7	21	24	22	23
6	5	3	2	9	21	24	22	23
7	9	15	5	8	21	24	22	23
8	12	10	15	13	3	2	1	4
9	7	5	6	15	21	24	22	23
10	12	13	8	11	3	2	1	4
11	13	14	10	12	3	2	1	4
12	8	10	13	11	3	2	1	4
13	11	10	12	14	3	2	1	4

Продолжение табл.3б

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	21	22	23	24 (max)
14	11	16	13	17	3	2	1	4
15	8	12	7	10	2	23	1	4
16	17	14	18	11	3	2	1	4
17	18	16	19	14	3	2	1	4
18	17	19	16	20	3	2	1	4
19	18	20	17	21	3	2	1	4
20	21	19	24	22	3	2	1	4
21	24	20	22	19	3	2	1	4
22	24	23	21	20	3	2	1	4
23	22	24	21	20	3	2	1	4
24	21	22	20	23	3	2	1	4

Таблица 4а - Матрица ранжированных значений евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (январь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	16	17	18	19 (max)
1	45.93	56.15	97.80	124.94	318.61	332.46	343.06	356.73
2	41.01	52.43	56.15	70.11	264.60	278.42	288.99	302.64
3	41.01	45.93	61.26	98.33	289.32	303.12	313.66	327.24
4	47.79	48.69	70.11	83.85	195.10	208.90	219.47	233.10
5	48.69	52.43	61.26	83.07	231.00	244.72	255.19	268.70
6	17.11	28.74	35.33	38.39	150.18	153.11	178.09	206.94
7	38.39	47.79	55.24	66.10	163.84	169.73	174.40	188.04
8	12.76	15.58	19.09	28.74	147.41	181.33	205.61	235.17
9	14.04	16.57	19.09	24.95	166.29	199.70	224.34	253.62
10	15.58	17.11	18.57	31.17	137.53	169.36	194.58	223.15
11	12.76	14.04	18.57	27.63	155.62	187.72	212.92	241.59
12	12.43	16.57	21.12	27.63	182.27	215.08	240.07	269.06
13	12.43	13.59	24.95	26.57	190.56	224.23	248.82	278.15
14	13.59	14.51	21.12	28.95	202.74	235.98	260.82	289.98
15	14.49	14.51	26.57	28.42	216.73	250.21	274.96	304.21
16	13.94	14.49	24.56	28.95	231.00	264.60	289.32	318.61
17	10.79	13.76	24.56	39.01	255.19	288.99	313.66	343.06
18	13.76	24.44	38.27	52.71	268.70	302.64	327.24	356.73
19	10.79	13.94	24.44	28.42	244.72	278.42	303.12	332.46

Таблица 4б - Матрица номеров кластеров соответствующих ранжированным значениям евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (январь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	16	17	18	19 (max)
1	3	2	5	4	16	19	17	18
2	3	5	1	4	16	19	17	18
3	2	1	5	4	16	19	17	18
4	7	5	2	6	16	19	17	18
5	4	2	3	7	16	19	17	18
6	10	8	11	7	18	2	3	1
7	6	4	10	8	19	1	17	18
8	11	10	9	6	5	2	3	1
9	11	12	8	13	5	2	3	1
10	8	6	11	9	5	2	3	1
11	8	9	10	12	5	2	3	1
12	13	9	14	11	5	2	3	1
13	12	14	9	15	5	2	3	1
14	13	15	12	16	5	2	3	1
15	16	14	13	19	5	2	3	1
16	19	15	17	14	5	2	3	1
17	19	18	16	15	5	2	3	1
18	17	19	16	15	5	2	3	1
19	17	16	18	15	5	2	3	1

Таблица 5а - Матрица ранжированных значений евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (январь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	13	14	15	16 (max)
1	37.81	91.60	104.15	162.62	307.24	320.77	333.27	348.52
2	37.81	57.59	67.94	127.31	271.84	285.34	297.82	313.07
3	36.67	61.00	67.94	101.35	204.70	218.16	230.61	245.86
4	36.67	57.59	81.22	91.60	224.17	237.61	250.05	265.25
5	41.21	55.91	61.00	71.70	158.94	162.62	171.45	186.75
6	15.43	30.62	41.21	45.22	130.51	145.80	168.01	203.26
7	14.73	16.89	30.62	30.99	131.52	151.00	198.39	233.64
8	14.73	16.33	31.07	32.49	146.00	165.55	212.94	248.19
9	15.43	16.89	31.07	47.16	131.62	135.68	182.33	217.41
10	16.23	16.33	29.62	30.99	162.04	181.69	229.04	264.32

Продолжение табл.5а

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	13	14	15	16 (max)
11	13.41	16.23	26.95	32.49	178.05	197.64	245.11	280.44
12	13.41	13.60	27.15	29.62	191.25	210.78	258.36	293.74
13	13.60	13.60	26.16	26.95	204.70	224.17	271.84	307.24
14	12.64	13.60	27.15	27.91	218.16	237.61	285.34	320.77
15	15.51	27.91	41.47	55.00	245.86	265.25	313.07	348.52
16	12.64	15.51	26.16	39.72	230.61	250.05	297.82	333.27

Таблица 5б - Матрица номеров кластеров соответствующих ранжированным значениям евклидовых расстояний между кластерами среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м в северной части Тихого океана (январь)

Кластеры	Порядковый номер ранжированных евклидовых расстояний								
	2 (min)	3	4	5	...	13	14	15	16 (max)
1	2	4	3	5	13	14	16	15
2	1	4	3	5	13	14	16	15
3	4	5	2	6	13	14	16	15
4	3	2	5	1	13	14	16	15
5	6	9	3	7	14	1	16	15
6	9	7	5	8	16	15	2	1
7	8	9	6	10	3	4	2	1
8	7	10	9	11	3	4	2	1
9	6	7	8	10	15	4	2	1
10	11	8	12	7	3	4	2	1
11	12	10	13	8	3	4	2	1
12	11	13	14	10	3	4	2	1
13	12	14	16	11	3	4	2	1
14	16	13	12	15	3	4	2	1
15	16	14	13	12	3	4	2	1
16	14	15	13	12	3	4	2	1

Вывод. Все приведенные особенности структуры распределения кластеров среднемесячной температуры воздуха на высоте 2м в северной части Тихого океана имеют хорошее физическое обоснование, подтверждённое рассчитанными значениями статистических характеристик. Объективность полученных результатов в совокупности с преимуществами используемого алгоритма (отсутствие предварительных условий, автоматическое определение оптимального количества кластеров, согласованность критериев определения независимости) подтвердили возможность применения УАИМКД при проведении исследований с использованием гидрометеорологических данных.

Список литературы

- 1 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* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- 2 *Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны* / Под ред. С.Г. Горшкова. – Л: Изд.ГУНИО, 1977.
- 3 *Атлас океанов. Тихий океан* / Под ред. С.Г. Горшкова. – Л: Изд.ГУНИО, 1974.
- 4 *Серга Э.Н.* Универсальный итерационный метод кластеризации данных // Украинський гідрометеорологічний журнал.-2013.-№13. С.112-123.
- 5 *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н.* Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в Северной части Тихого Океана. – СПб: РГГМУ, 2002.-122с.
- 6 *Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б.* О сходимости распределений статистик и мощности критериев однородности Смирнова и Лемана-Розенблатта // Измерительная техника. -2005. - № 12. - С. 9-14.
- 7 *Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б., Миркин Е.П.* Исследование критериев проверки гипотез, используемых в задачах управления качеством // Материалы VII международной конференции “Актуальные проблемы электронного приборостроения” АПЭП-2004.- Новосибирск, 2004. – Т. 6. – С. 269-272.
- 8 *Лемешко Б.Ю., Помадин С.С.* Проверка гипотез о математических ожиданиях и дисперсиях в задачах метрологии и контроля качества при вероятностных законах, отличающихся от нормального // Метрология. - 2004. – № 3.- С.3-15.
- 9 *Орлов А.И.* О применении статистических методов в медико-биологических исследованиях // М.: «Вестник Академии наук СССР».- 1987.- №2. - С. 88-94.
- 10 *Орлов А.И.* О проверке однородности двух независимых выборок // Заводская лаборатория. – 2003. – Т.69, №1. – С.55-60.
- 11 *Крамер Г.* Математические методы статистики.: Пер. с англ.-2-е изд.- М,1975. – 325 с.
- 12 *Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д.* Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
- 13 *Орлов А.И.* Состоятельные критерии проверки абсолютной однородности независимых выборок // «Заводская лаборатория. Диагностика материалов».- 2012.-Т.78, №11. – С.66-70.
- 14 *Большев Л.Н., Смирнов Н.В.* Таблицы математической статистики. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
- 15 Служба данных ECMWF ERA-40 [Электронный ресурс].- Режим доступа к журналу.: <http://www.ecmwf.int/products/data>.

Кліматичне районування полів середньомісячної температури повітря в північній частині Тихого океану у зимовий період.

Серга Е.М., Сущенко А.І.

Пропонується схеми районування полів середньомісячної температури повітря на висоті 2 м в північній частині Тихого океану, виконаного за допомогою Універсального ітераційного методу кластеризації даних. Наведено фізичний і статистичний аналіз отриманих схем кластеризації, що має добре наукове обґрунтування. Показано, що розподіл середньомісячної температури повітря має в основному зональний характер, з меридіональними відхиленнями в районі берегової межі Північноамериканського континенту.

Ключові слова: середньомісячна температура повітря, кластер, критерій, внутрішньокластерна дисперсія, евклідова відстань.

Climate zoning of monthly air temperature in the North Pacific during winter.

Serga E.M., Sushchenko A.I.

The monthly air temperature zoning in the Northern Pacific has been obtained with the use of the Universal Cluster Iterative method. The proposed scheme has been verified from both physical and statistical points of view. The results showed the zonal distribution of monthly values over the Pacific Ocean, while meridional deviations were being occurred along the North America coast.

Keywords : monthly air temperature, cluster, criterion, intra-cluster variance, Euclidean distance.

ІНТЕГРАЛЬНІ ПЕРЕНОСИ РІЗНИХ ВИДІВ ЕНЕРГІЇ ПІД ЧАС БЛОКУВАННЯ АТМОСФЕРНИХ ПРОЦЕСІВ

Розраховано і проаналізовано інтегральні переноси різних видів енергії повз межу блокуючого антициклону над територією Європи.

Ключові слова: енергетика атмосфери, інтегральні переноси енергії, блокуючий антициклон.

Постановка проблеми у загальному вигляді. Велику увагу, яка надається дослідженню енергетики атмосферних процесів, можна пояснити тим, що енергетика дозволяє розглядати динамічні процеси, що відбуваються в атмосферних системах різного масштабу, в усьому їх різноманітті. Майже єдиним концептуальним припущенням, цілком реальним та неодноразово доказаним експериментально та теоретично, є існування перетворення одних видів енергії в інші і, за рахунок цього, енергетичного "підживлення" атмосферних процесів одного масштабу іншими. Таким чином, проблема, яка розглядалася та розглядається у теперішній час багатьма дослідниками, полягає у найбільш точному з фізичної точки зору описі зазначених перетворень енергії.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Енергетика глобальної атмосфери досліджується вже протягом 50 років. Взявши за основу зонально симетричну структуру глобальної атмосфери, Лоренц у 1955 р. [1] розділив кінетичну (K) та доступну потенціальну (P) енергії на середньозональні (підрядковий індекс Z) та вихрові (підрядковий індекс E) компоненти, а також сформулював перетворення одного виду енергії в іншій, ґрунтуючись на ейлеровій середній меридіональній циркуляції. За останні декілька десятиріч роль об'єктів синоптичного масштабу як важливих факторів атмосферної енергетики глобального масштабу, висвітлена у багатьох наукових працях. Але, як правило, у цих працях розглядається переважно бюджет кінетичної енергії циклонів помірних широт. Система рівнянь для бюджетів кінетичної (КЕ) та доступної потенціальної енергії (ДПЕ), запропонована Лоренцем, може застосовуватися й для відкритих атмосферних систем, якими є циклони і антициклони [2, 3].

Використовуючи енергетичні характеристики для аналізу еволюції вихорів синоптичного масштабу, можна отримати результати, які дозволять суттєво розширити уявлення про динаміку вихорів. Розрахунок та аналіз характеристик енергетики окремих синоптичних утворень є показовим засобом комплексного дослідження їх еволюції. В даній статті енергетичний підхід використовується для дослідження еволюції антициклону. Треба зауважити, що енергетика антициклонів, на відміну від циклонів, раніше досліджувалася дуже рідко [4, 5]. Таким чином, метою даної роботи є дослідження енергетичних характеристик атмосфери у випадку антициклону. Цей антициклон був цікавий тим, що у ньому над територією України спостерігалися чисельні конвективні явища: грози, град, зливи, шквали.

Основний матеріал і методи дослідження. Як вихідні у цьому дослідженні використовувалися дані про метеорологічні величини у вузлах регулярної широтно-довготної сітки на ізобаричних поверхнях від AT_{1000} до AT_{100} для області, яка в горизонтальній площині обмежена 50° і 80° півн.ш. та 20° і 65° сх.д. Ці дані отримані з сервера NCEP-NCAR, горизонтальне розділення сітки становить $2,5^\circ$ по широті та довготі. Через те, що вони використовуються для вивчення процесів синоптичного

масштабу, то їх репрезентативність може вважатися цілком задовільною. Метеорологічні величини, які використовуються у дослідженнях, це зональна та меридіональна складові вектора швидкості вітру u і v , аналог вертикальної швидкості в ізобаричній системі координат τ та температури повітря T .

Розглянемо тут систему рівнянь для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії, яка не дуже відрізняється від оригінального формулювання Лоренца, але може застосовуватися для антициклону [2, 3].

Для подальшого чисельного інтегрування вмісту енергії, її перетворень та потоків використаємо об'єм атмосфери, обмежений меридіанами λ_1 і λ_2 , широтними колами φ_1 і φ_2 та ізобаричними поверхнями p_1 і p_2 , де $p_1 < p_2$. Тоді, середнє зональне значення змінної X визначається, як

$$[X]_{\lambda} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X d\lambda. \quad (1)$$

Вихрова складова $(X)_{\lambda}$ є відхиленням цього параметра від його середнє зонального значення

$$(X)_{\lambda} = X - [X]_{\lambda}. \quad (2)$$

Середнє меридіональне значення визначається, як

$$[X]_{\varphi} = \frac{1}{\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} X \cos \varphi d\varphi. \quad (3)$$

Тоді, з використанням формул (1) і (3), середнє значення на ізобаричній поверхні змінної X буде визначатися, як

$$[X]_{\lambda\varphi} = \frac{\int_y \int_x X dx dy}{\int_y \int_x dx dy} = \frac{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X a^2 \cos \varphi d\lambda d\varphi}{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} a^2 \cos \varphi d\lambda d\varphi} = \frac{1}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X \cos \varphi d\lambda d\varphi. \quad (4)$$

Очевидно, що це середнє значення на ізобаричній поверхні є еквівалентом послідовного осереднення за широтним колом та меридіаном. З використанням цієї середньої величини та припускаючи гідростатичну рівновагу, інтеграл по вертикалі на одиницю площі можна визначити, як

$$\frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} [X]_{\lambda\varphi} dp. \quad (5)$$

Вираз (5) використовується для розрахунку енергії та її перетворень. Величина, визначена членами вищезгаданих співвідношень,

$$([X]_{\lambda})_{\varphi} = [X]_{\lambda} - [X]_{\lambda\varphi} \quad (6)$$

не змінюється по широтному колу.

Середня на ізобаричній поверхні повна (горизонтальна та вертикальна) дивергенція потоку змінної X задається через

$$BX = \frac{c_1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (Xu)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \frac{c_2}{g} \int_{p_1}^{p_2} ([Xv \cos \varphi]_{\lambda})_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \frac{1}{g} ([X\tau]_{\lambda})_{p_1}^{p_2}, \quad (7)$$

де $c_1 = -\frac{1}{a(\lambda_2 - \lambda_1)(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)}$;

$$c_2 = -\frac{1}{a(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)}.$$

Для того, щоб розділити ДПЕ на зональну та вихрову складові, застосуємо

виведену Лоренцем наближену формулу [6]. Використовуючи вирази (2) і (6), відхилення температури можна записати у вигляді

$$(T - [T]_{\lambda\phi})^2 = ([T]_{\lambda})_{\phi}^2 + 2([T]_{\lambda})_{\phi}(T)_{\lambda} + (T)_{\lambda}^2. \quad (8)$$

Інтегруючи по масі об'єму атмосфери, що розглядається, та маючи на увазі, що член, який містить тільки відхилення від середнього зонального значення $(T)_{\lambda}^2$ прямує до нуля при осередненні за плоскістю, зональна і вихрова ДПЕ задаються виразами:

$$P_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[([T]_{\lambda})_{\phi}^2]_{\lambda\phi}}{2[\sigma]_{\lambda\phi}} dp, \quad (9)$$

$$P_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_{\lambda}^2]_{\lambda\phi}}{2[\sigma]_{\lambda\phi}} dp, \quad (10)$$

де інтеграл стосується об'єму, який визначається горизонтальними розмірами розрахункової сітки (обмеженої меридіанами λ_1 і λ_2 та широтними колами ϕ_1 і ϕ_2) і певними ізобаричними поверхнями (p_1 і p_2 , $p_1 < p_2$) по вертикалі. Зональна ДПЕ відповідає зонально осередненому полю, а вихрова – кількості ДПЕ, що залишилася.

У виразах (9) і (10) для розрахунку ДПЕ та у подальших формулах для перетворень та переносу ДПЕ застосовується параметр статичної стійкості

$$[\sigma]_{\lambda\phi} = \left[\frac{gT}{c_p} - \frac{pg}{R} \frac{\partial T}{\partial p} \right]_{\lambda\phi}. \quad (11)$$

Цей вираз для статичної стійкості відповідає оригінальному формулюванню Лоренца і надає можливість прямого застосування полів метеорологічних величин для розрахунків.

Згідно з розділенням ДПЕ, кінетична енергія також розділяється на зональну та вихрову складові використанням (2), тобто

$$u^2 + v^2 = [u]_{\lambda\phi}^2 + [v]_{\lambda\phi}^2 + 2\{[u]_{\lambda}(u)_{\lambda} + [v]_{\lambda}(v)_{\lambda}\} + (u)_{\lambda}^2 + (v)_{\lambda}^2. \quad (12)$$

Інтегруючи по масі об'єму, зональну та вихрову кінетичну енергію можна виразити формулами:

$$K_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[[u]_{\lambda}^2 + [v]_{\lambda}^2]_{\lambda\phi}}{2g} dp, \quad (13)$$

$$K_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(u)_{\lambda}^2 + (v)_{\lambda}^2]_{\lambda\phi}}{2g} dp. \quad (14)$$

Зональна KE відповідає зонально осередненому рухові, а вихрова KE – кількості кінетичної енергії, що залишилася. При цьому, як було пояснено Лоренцем, зональна KE, що виражена формулою (13), не належить ні до зонального руху, ні до зонально осередненої KE.

Перенос повз межу різних видів енергії визначається інтегралом повної дивергенції потоку відповідної енергії (див. рівняння (7)). Отже, ці переноси через межу можна записати у вигляді:

$$BPZ = c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left(u \{ ([T]_{\lambda})_{\varphi}^2 + 2([T]_{\lambda})_{\varphi} (T)_{\lambda} \} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp +$$

$$+ c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left([v \cos \varphi \{ ([T]_{\lambda})_{\varphi}^2 + 2([T]_{\lambda})_{\varphi} (T)_{\lambda} \}]_{\lambda_1} \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp -$$

$$- \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left([\tau \{ ([T]_{\lambda})_{\varphi}^2 + 2([T]_{\lambda})_{\varphi} (T)_{\lambda} \}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}, \quad (15)$$

$$BPE = c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left(u (T)_{\lambda}^2 \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left([v \cos \varphi (T)_{\lambda}^2]_{\lambda_1} \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left([\tau (T)_{\lambda}^2]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}. \quad (16)$$

$$BKZ = c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2g} \left(u \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{ [u]_{\lambda} (u)_{\lambda} + [v]_{\lambda} (v)_{\lambda} \} \} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp +$$

$$+ c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2g} \left([v \cos \varphi \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{ [u]_{\lambda} (u)_{\lambda} + [v]_{\lambda} (v)_{\lambda} \} \}]_{\lambda_1} \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp -$$

$$- \frac{1}{2g} \left([\tau \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{ [u]_{\lambda} (u)_{\lambda} + [v]_{\lambda} (v)_{\lambda} \} \}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}, \quad (17)$$

$$BKE = c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2g} \left(u \{ (u)_{\lambda}^2 + (v)_{\lambda}^2 \} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp +$$

$$+ c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2g} \left([v \cos \varphi \{ (u)_{\lambda}^2 + (v)_{\lambda}^2 \}]_{\lambda_1} \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \frac{1}{2g} \left([\tau \{ (u)_{\lambda}^2 + (v)_{\lambda}^2 \}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}. \quad (18)$$

Отже ми маємо рівняння для потоків повз бічні межі (15)-(18), за якими й здійснюватиметься подальший розрахунок. Докладний фізичний аналіз різних складових цих рівнянь наведено у [2, 3].

Як приклад розрахунків та аналізу енергетичних характеристик розглянемо антициклон, що спостерігався з 9 липня до 5 серпня 2003 року над Східною Європою (рис. 1).

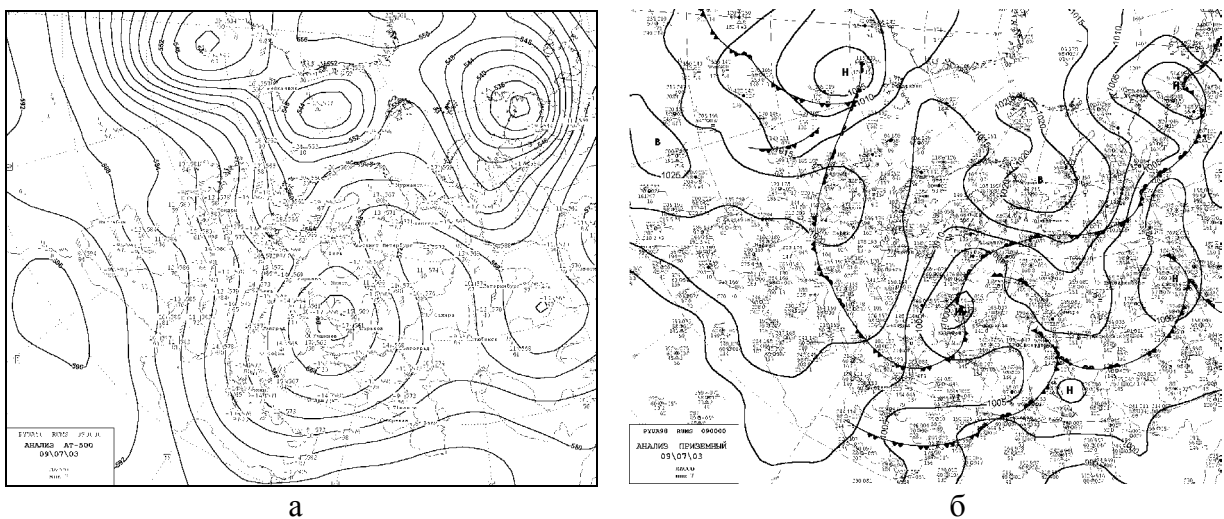


Рис. 1 – Карти АТ-500 гПа (а) і приземна (б) за 09.07.2003 р. 00 г. СГЧ.

Дана синоптична ситуація була поділена на два процеси. Перший – це взаємодія блокуючого антициклону з циклоном і серією фронтів, пов'язаних з ним, що

спостерігався з 9.07 по 13.07.2003 р. Другий процес – це блокуючий антициклон, який спостерігався над досліджуваною територією з 14.07 по 5.08.2003 р. По північній і південній периферії антициклону переміщуються циклони і, пов'язані з ними, фронти. Розглянемо перший процес і стисло опишемо синоптичну ситуацію.

Над досліджуваною областю 9 липня 2003 р. спостерігався антициклон з центром над Мурманськом. Антициклон мав одну замкнуту ізобару 1020 гПа, максимальний тиск в центрі 1022 гПа. По південній периферії антициклону проходив теплий фронт, який пов'язаний з циклоном, що знаходився за межею досліджуваної області. На АТ - 500 гПа спостерігався баричний гребінь, який орієнтований з півдня на північ досліджуваної області, а з півночі на південь розповсюджувалася барична улоговина. Дані баричні утворення характеризувалися добре сформованою меридіональністю. 10 липня на карті абсолютної топографії в гребені утворився висотний антициклон, який відповідав антициклону біля землі. В області улоговини спостерігався висотний циклон, якому біля землі відповідала улоговина. 11 липня циклон біля землі змістився в область дослідження. Його центр розташовувався на північ від Харкова, мав одну замкнуту ізобару 1005 гПа. Мінімальний тиск в центрі циклону складав 1004 гПа. В досліджувану область змістилася і серія фронтів, пов'язана з даним циклоном. До кінця розглянутого періоду в північній частині розглянутого регіону спостерігався антициклон з однією замкнутою ізобарою і максимальним значенням тиску 1022 гПа, над центром і півднем – область зниженого тиску з мінімальним тиском на південь від Москви 1007 гПа. Через досліджуваний район проходили теплі і холодні фронти. На картах абсолютної баричної топографії спостерігалися гребінь, який відповідав антициклону біля землі і циклон з квазівертикальною віссю.

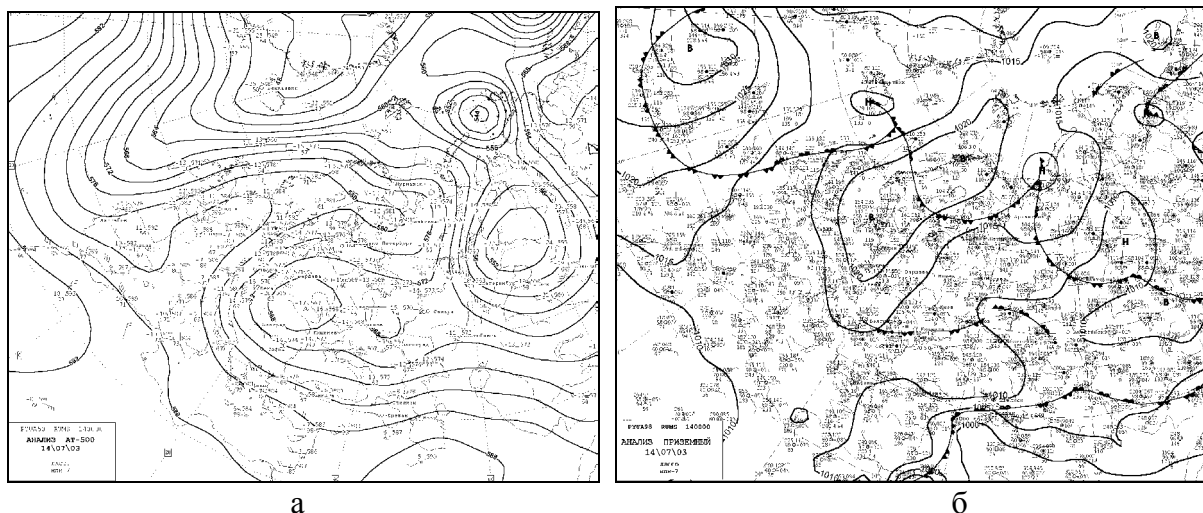


Рис. 2 – Карти АТ-500 гПа (а) і приземна (б) за 14.07.2003 р. 00 г. СГЧ.

Розглянемо другий процес, який відбувався з 14 липня по 5 серпня 2003 р. (рис. 2). 14 липня спостерігалася перебудова висотного баричного поля. З північно-східної частини Атлантичного океану на Західну Європу зміщувався гребінь, вісь якого в області Скандинавії змінила свою спрямованість з меридіональної на зональну. Ця зонально-орієнтована частина гребеня знаходиться в досліджуваній області. В районі Західного Сибіру утворився потужний висотний циклон, який мав три центри: над Карським морем, над Західним Сибіром і над Україною і Східною Європою. Третій центр висотного циклону потрапив в район дослідження. В результаті, над досліджуваною територією в її північній частині мав місце висотний гребінь, що розповсюджується зі Східної Атлантики. В південній частині спостерігався висотний

циклон. І гребінь, і циклон над досліджуваною територією орієнтовані зонально. На приземній карті над Баренцовим морем знаходився циклон з однією замкнутою ізобарою 1015 гПа, з мінімальним тиском в центрі 1015 гПа. З циклоном пов'язані теплий і холодний фронти. В південно-західній частині досліджуваної області спостерігається циклон з однією замкнутою ізобарою 1010 гПа і з мінімальним тиском в центрі 1010 гПа. З циклоном також зв'язана система фронтів. 15 липня з'явився приземний антициклон з трьома замкнутими ізобарами 1015, 1020 і 1025 гПа. В центрі баричного утворення спостерігався максимальний тиск 1026 гПа. До кінця досліджуваного періоду в цій області стаціонував антициклон.

Результати дослідження. Для характеристики енергетики досліджуваної області використовувалися інтегральні переноси даних видів енергії *BPZ*, *BPE*, *BKZ*, *BKE*.

Інтегральний потік *BPZ* в середньому мав від'ємні значення на початку періоду дослідження (рис. 3). Це свідчить про те, що досліджувана область віддавала зональну потенціальну енергію, що накопичилася в ній. 10 липня потік *BPZ* має найбільше від'ємне значення $-6,41 \text{ Вт/м}^2$ за перший період дослідження. На карті АТ-500 гПа у цей час спостерігалася адвекція холоду з північного заходу й адвекція тепла з південного сходу у досліджувану область. Такий просторовий розподіл термічної улоговини та термічного гребеня сприяв збільшенню меридіонального термічного градієнту: різниця між температурами становила 8°C . На приземній карті висотний циклон на АТ-500 гПа співпадав з приземним циклоном з теплим сектором і серією фронтів. Такий просторовий розподіл баричного поля збільшував меридіональний термічний градієнт. Перепад температур у теплому секторі та перед фронтом біля поверхні землі становить $8,1^\circ\text{C}$. Лише 11 липня *BPZ* мав додатне значення $0,68 \text{ Вт/м}^2$, коли висотний антициклон знаходився на початковій стадії свого існування, а в області висотного циклону тиск починав зростати, що відповідало стадії його заповнення. Крім того, область блокуючого процесу отримувала енергію від процесів, які відбувалися на його південній периферії. Там спостерігалася адвекція тепла з півдня, яка збільшувала контрасти температур між цим термічним гребенем та південною частиною блокуючого антициклону. Тут різниця температур досягала 10°C . Інтегральний потік *BPZ* в другий період в основному мав від'ємні значення, що свідчить про відтік енергії з області дослідження. 18 липня у часовому розподілі *BPZ* мав місце перший мінімум енергії у другому періоді дослідження, який дорівнював $-13,88 \text{ Вт/м}^2$. На карті висотного баричного поля цьому мінімуму *BPZ* відповідала адвекція холоду з північного сходу й адвекція тепла з південного заходу, що утворювали більший контраст температур в області блокуючого процесу. Різниця температур уздовж меридіана становила 5°C . Біля поверхні землі 18 липня на північно-східній периферії антициклону спостерігалася система фронтів, що формувала великий меридіональний термічний градієнт. Різниця температур становила $8,4^\circ\text{C}$. Другий мінімум значень інтегрального потоку *BPZ* дорівнював $-15,88 \text{ Вт/м}^2$ і спостерігався 22 липня. На карті абсолютної топографії АТ-500 гПа для другого мінімуму *BPZ* були характерні адвекція холоду з північного сходу й адвекція тепла з південного заходу, що утворювали меридіональний контраст температур в області блокуючого процесу. Різниця температур дорівнювала 5°C . На приземній карті у цей період на південній периферії антициклону проходив фронт, який збільшував меридіональний термічний градієнт. Різниця температур між зоною блокування і за фронтом становила $11,5^\circ\text{C}$.

25 липня область блокуючого процесу мала додатне значення інтегрального потоку *BPZ* $0,49 \text{ Вт/м}^2$, що свідчить про отримання енергії антициклоном від оточуючого середовища. Можливо, такий перерозподіл енергії в зону блокуючої ситуації пов'язано з адвекцією тепла з півдня, яка спричиняла збільшення контрасту температур у південному оточенні блокуючого антициклону. Різниця температур сягає

13,8°C. У висотному термічному полі також спостерігалася адвекція тепла з півдня, яка збільшувала меридіональні термічні градієнти у південному оточенні блокінга, з якого антициклон і отримував енергію 25 липня. Контраст температур становить 6°C. Після 25 липня гребінь тепла розповсюджувався в область блокування і збільшував меридіональні контрасти температури. При цьому інтегральний потік *BPZ* мав від'ємні значення, що свідчить про відтік енергії з антициклону до оточення. З 1 серпня інтегральний потік *BPZ* став додатним і 4 серпня сягав максимального значення 0,85 Вт/м². Ймовірно це пов'язано з висотною термічною улоговиною, що простягалася з північного сходу по передній частині, південній периферії та досягає тилової частини блокуючого антициклону. Такий просторовий розподіл термічної улоговини створив значні меридіональні термічні контрасти в оточенні блокінга. І тому інтегральний потік *BPZ* отримував енергію з навколишнього середовища. Крім того, біля поверхні землі по тилій частині антициклону проходили фронти, які також збільшували меридіональні градієнти температури.

5 серпня інтегральний потік *BPZ* мав знову від'ємні значення, тобто енергія від блокінга передавалася до оточення. При цьому у висотному термічному полі мала місце адвекція тепла з півдня, яка розповсюджувалася у зону блокуючого процесу, тим самим, збільшувала там меридіональні термічні градієнти.

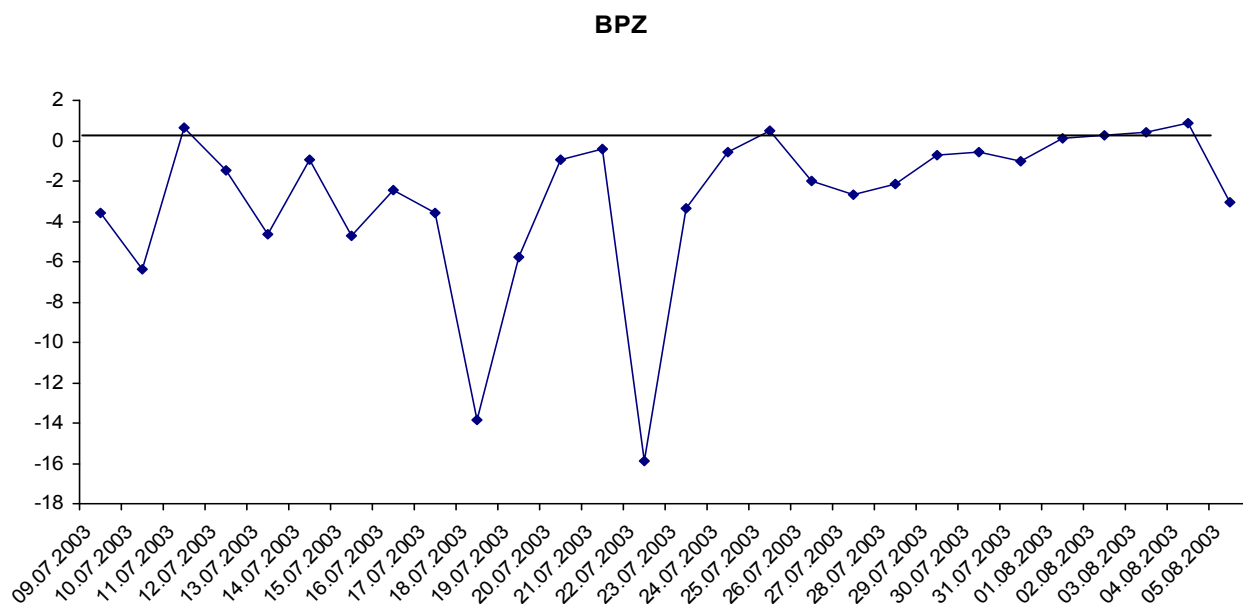


Рис. 3 – Інтегральний потік *BPZ*, Вт/м².

Інтегральний потік *BPE* мав в середньому від'ємні значення на початку періоду дослідження (рис. 4). Отже, відбувався відтік вихрової потенціальної енергії з району дослідження. Найменше значення *BPE* за весь період існування блокуючого процесу спостерігається 9 липня і дорівнює -1,99 Вт/м². Ймовірно, це пов'язано з великими горизонтальними градієнтами температури біля поверхні землі, які утворилися внаслідок приближення циклону і фронтів до зони блокуючого антициклону. Контраст температур між блокінгом та його південною периферією при цьому дорівнює 6,9-7,4°C. На карті висотного термобаричного поля також спостерігався великий горизонтальний термічний градієнт, що утворився за рахунок адвекції холоду з північного заходу й адвекції тепла з південного сходу у досліджувану область. Різниця температур між центрами термічних улоговини та гребеня становила 8°C. Далі

значення інтегрального потоку *BPE* різко змінилися і 11 липня дорівнювали $-0,33 \text{ Вт/м}^2$. Така зміна інтегрального потоку вихрової потенціальної енергії відбувалася при зменшенні горизонтальних термічних градієнтів як біля поверхні землі, так і у висотному термічному полі. 13 липня по південній периферії блокуючого процесу зміщувалася система фронтів, які збільшували горизонтальні термічні градієнти біля землі, і як наслідок, збільшувалися від'ємні значення потоку *BPE*. У висотному полі 13 липня мав місце термічний гребінь, який розповсюджувався з півдня далеко на північ, тим самим, збільшував горизонтальний контраст термічного поля.

Інтегральний потік *BPE* в другий період дослідження в основному мав від'ємні значення, що свідчить про відтік енергії з області дослідження. 16 липня значення потоку вихрової потенціальної енергії зменшувалося до $-2,44 \text{ Вт/м}^2$, що є другим мінімальним значенням за весь період дослідження. Другий мінімум *BPE* пов'язано з адвекцією холоду з північного сходу у передню частину блокуючого антициклону, яка збільшувала горизонтальний термічний контраст у зоні дослідження як на висотах, так і біля землі. Крім того, на приземній карті мав місце холодний фронт. Різниця температур на карті АТ-500 гПа дорівнює 6°C , а на приземній – $8,6^\circ\text{C}$.

Найбільше додатне значення інтегрального потоку *BPE* за весь період дослідження спостерігалось 21 липня і дорівнювало $0,15 \text{ Вт/м}^2$. Додатні значення потоку вихрової потенціальної енергії свідчать про отримання енергії з оточення антициклону. Дійсно, на південній периферії антициклону біля землі мала місце система фронтів, де спостерігалася зміна температури в горизонтальній площині з $16,2$ до $23,0^\circ\text{C}$. 24-25 липня потік *BPE* також мав додатні значення, що є наслідком збільшення горизонтальних термічних градієнтів у оточенні антициклону за рахунок адвекції тепла з південного заходу та південного сходу. Контраст температур становить $10-14^\circ\text{C}$. Додатні значення інтегрального потоку *BPE* 1-3 серпня можна пояснити адвекцією холоду з північного сходу, яка збільшувала горизонтальні термічні градієнти в оточенні антициклону, з якого він і отримував вихрову потенціальну енергію.

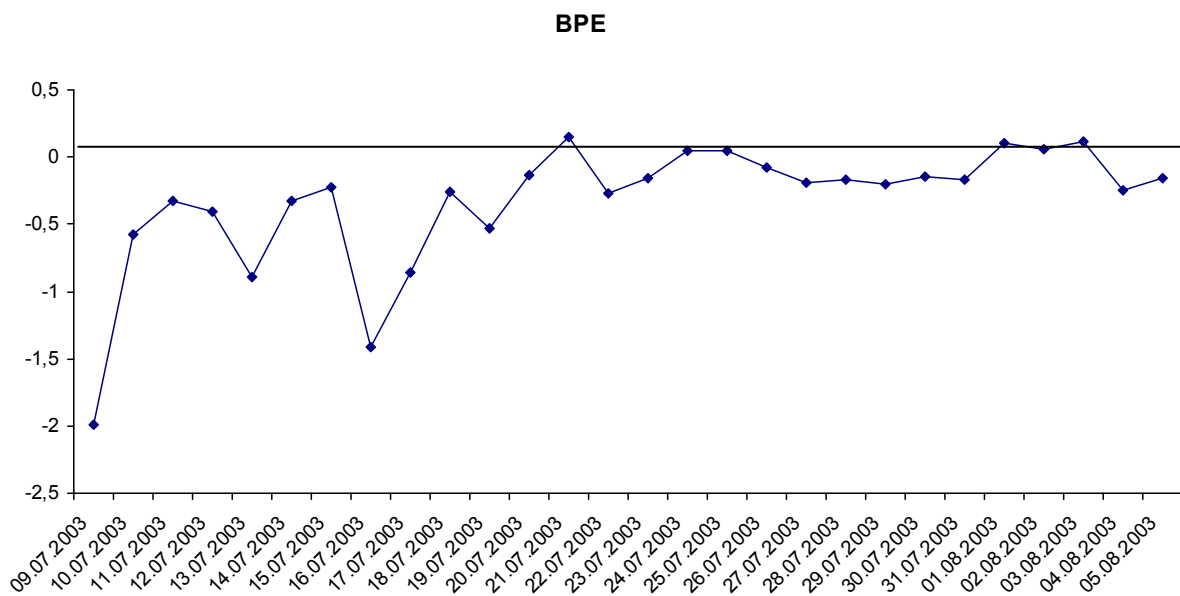


Рис. 4 – Інтегральний потік *BPE*, Вт/м^2 .

Інтегральний потік *BKZ* на початку періоду дослідження мав від'ємні значення (рис. 5), що свідчить про відтік зональної кінетичної енергії з області блокування до оточення блокуючого антициклону. Ймовірно це пов'язано з посиленням 10 липня струминної течії в районі блокінга. Додатний потік *BKZ* спостерігався 11-12 липня і

сягав максимального значення $2,68 \text{ Вт/м}^2$ за весь період дослідження, що відповідає отриманню даного виду енергії антициклоном із свого оточення. Причиною такого розподілу *BKZ*, можливо, є посилення струминної течії та зонального потоку на південній периферії блокуючого антициклону, в наслідок чого збільшувався градієнт швидкості вітру між оточенням та блокінгом. В середній тропосфері у цей час посилювався висотний антициклон, для чого необхідна додаткова енергія, яку досліджувана область забирала з оточення.

Інтегральний потік *BKZ* в другий період в основному мав від'ємні значення, що дозволяє стверджувати про відтік зональної кінетичної енергії з району дослідження. Після 12 липня *BKZ* різко зменшувався і 19 липня мав найменше значення $-4,59 \text{ Вт/м}^2$ за весь період існування блокуючої ситуації. У цей час в області блокування посилювалася струминна течія, що спричинило зростання градієнта швидкості вітру у районі дослідження. З 20 липня значення інтегрального потоку *BKZ* збільшувалися. Додатні значення *BKZ* мали місце 21-23 липня. Цей період характеризувався посиленням приземного і висотного антициклону, для чого необхідна додаткова енергія, яку досліджувана область забирала з оточення. Після 22 липня інтегральний потік *BKZ* зменшувався, став від'ємним і 31 липня дорівнював $-2,11 \text{ Вт/м}^2$. У цей час блокуючий антициклон знаходився на стадії максимального розвитку і відбувався відтік зональної кінетичної енергії із області блокування. 1 серпня інтегральний потік *BKZ* мав додатне значення, що свідчить про отримання блокінгом середньої кінетичної енергії від оточення. Такій зміні *BKZ* відповідало руйнування блокуючого процесу і формування в області дослідження висотного циклону. З 5 серпня відбувалася перебудова висотного баричного поля.

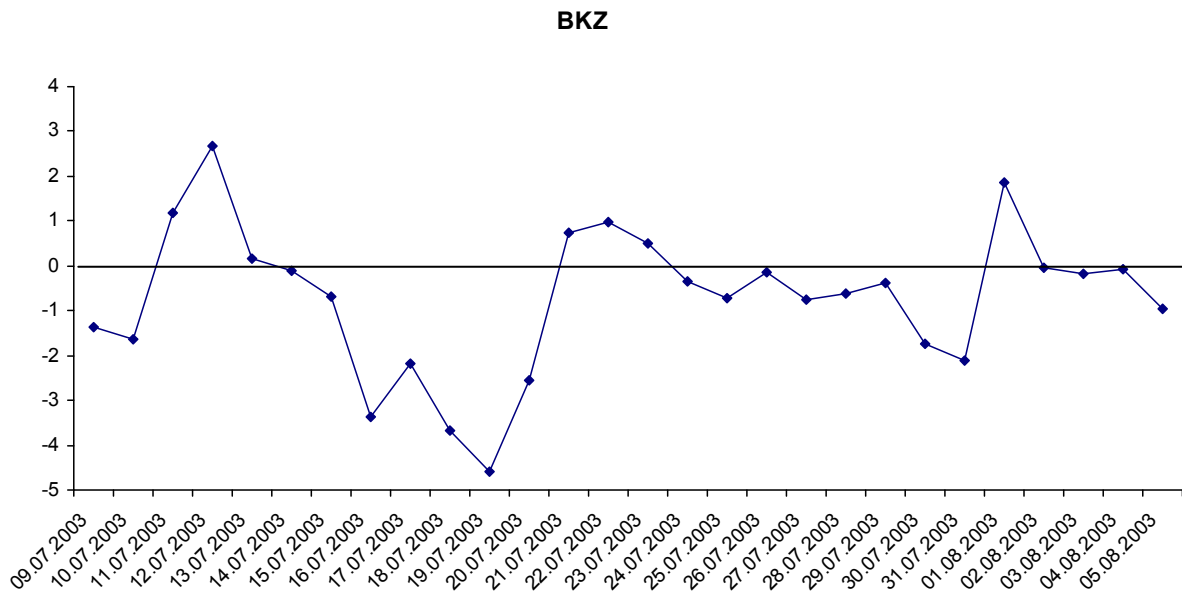


Рис. 5 – Інтегральний потік *BKZ*, Вт/м^2 .

Інтегральний потік *BKE* мав додатні значення і тільки 12 липня потік вихрової кінетичної енергії від'ємний у перший період дослідження (рис. 6). Додатний *BKE* свідчить про отримання антициклоном даного виду енергії від оточення. У цей час навколо блокуючого процесу спостерігалися циклони з системою фронтів біля землі. Ймовірно, ця система і підживлювала енергією область блокування. 12 липня відбулося заповнення циклону біля землі та послаблення фронтальної діяльності у оточенні блокінга. 13-14 липня фронтогенез знову набрав силу в оточенні блокуючого процесу.

В середньому *BKE* додатний в перший період дослідження, отже, область забирала вихрову кінетичну енергію з оточення.

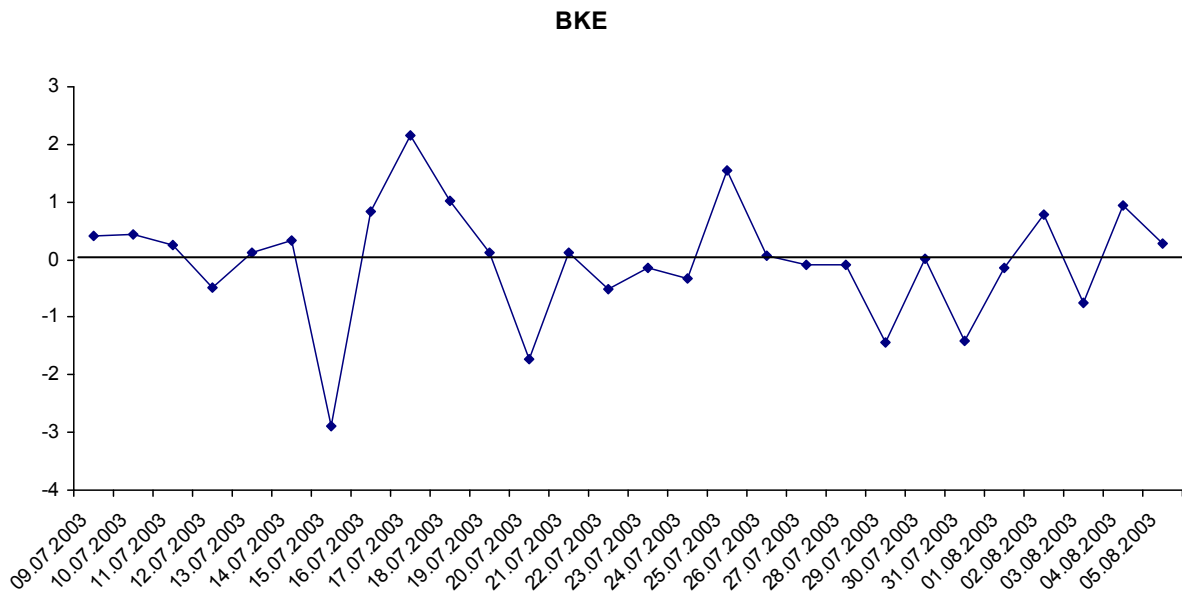


Рис. 6 – Інтегральний потік *BKE*, Вт/м².

Інтегральний потік *BKE* в другий період дослідження мав як додатні, так і від'ємні значення. 15 липня інтегральний потік вихрової кінетичної енергії мав мінімальне від'ємне значення $-2,88$ Вт/м². У цей час циклогенез та фронтогенез в оточенні антициклону практично відсутній, а сам блокінг посилювався і віддавав енергію. 16-17 липня в оточенні блокуючого процесу знову посилювалася циклонічна і фронтальна діяльність, яка підживлювала антициклон і інтегральний потік *BKE* мав додатні значення, які досягають $2,16$ Вт/м² і є максимальними за весь період дослідження. З 18 до 20 липня відбулося посилення блокуючого процесу, тим самим збільшувалася потужність блокінга і формувалися від'ємні значення *BKE*.

21 та 25 липня інтегральний потік *BKE* мав додатні значення, що, напевно, пов'язано з посиленням у ці дати циклонічної та фронтальної діяльності у оточенні блокуючого процесу. В період з 29 до 31 липня блокуючий антициклон знаходився на стадії максимального розвитку і віддавав вихрову кінетичну енергію у своє оточення. 1, 2 та 4 серпня на півночі та півдні блокуючий антициклон оточували циклони з фронтами, і таким чином підтримували блокінг своєю енергетикою. 3 серпня значення інтегрального потоку *BKE* від'ємні, чому відповідало антициклональне поле навколо блокуючої ситуації. У цей час блокуючий процес віддавав вихрову кінетичну енергію.

Висновки. Інтегральний потік *BPZ* має додатні значення на початковій стадії розвитку блокуючої ситуації, стадії заповнення циклону, при збільшенні меридіональних термічних градієнтів при адвекції тепла або холоду в оточенні блокуючого процесу. *BPZ* має від'ємні значення при адвекції холоду з півночі та адвекції тепла з півдня, що збільшує меридіональні термічні градієнти в області блокуючого процесу, а також при приближенні циклонів та пов'язаних з ними фронтів до зони блокування.

Інтегральний потік *BPE* має додатні значення і отримує енергію при наявності в оточенні блокуючого процесу інтенсивної фронтальної діяльності і при адвекції холоду або тепла в оточення блокінга. Ці процеси збільшують горизонтальні термічні градієнти у оточенні блокуючого антициклону. *BPE* зменшується і має від'ємні значення при приближенні до зони блокування приземного циклону із серією фронтів,

а також при адвекції холоду або тепла в область блокуючої ситуації. При таких процесах блокуючий антициклон віддає вихрову потенціальну енергію.

Інтегральний потік *BKZ* збільшується і має додатні значення при посиленні струминної течії та зонального потоку на південній периферії антициклону, що, в свою чергу, збільшує градієнт швидкості вітру між оточенням блокінга і самим антициклоном. Блокуючий процес також може отримувати зональну кінетичну енергію при посиленні антициклонального баричного поля. *BKZ* має від'ємні значення при посиленні струминної течії в області блокуючої ситуації, тим самим збільшуючи градієнт швидкості вітру в зоні блокування. При цьому відбувається відтік середньої зональної кінетичної енергії від області блокуючого процесу.

Інтегральний потік *BKE* має додатні значення за наявності та посиленні в оточенні антициклону циклонічної та фронтальної діяльності. При таких процесах блокінг отримує вихрову кінетичну енергію із свого оточення. *BKE* зменшується і має від'ємні значення на стадії заповнення циклону біля землі та при послабленні фронтогенезу в оточенні блокуючого процесу, а також при посиленні та на стадії максимального розвитку антициклону. При таких процесах блокінг віддає вихрову кінетичну енергію і підживлює процеси, які відбуваються в його оточенні.

Список літератури

1. Lorenz E.N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation // *Tellus*. – 1955. – Vol. 7. – P. 157-167.
2. Michaelides S.C., Prezerakos N.G., Flocas Y.A. Quasi-Lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 1999. – Vol. 125. – P. 139-168.
3. Хохлов В.М. Энергетика атмосферы: Конспект лекций. – Одеса: Екологія. – 2008. – 62 с.
4. Хохлов В.Н. Энергетический бюджет антициклонов в процессе их эволюции // *Метеорология, климатология и гидрология*. – 1999. – Вып. 38. – С. 47-54.
5. Семенова I.Г. Энергетичні процеси в атмосфері протягом природно-синоптичних періодів // *Метеорология, климатология и гидрология*. – 2002. – Вып. 46. – С. 54-59.
6. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат. – 1970. – 259 с.

Интегральные переносы различных видов энергии в период блокирования атмосферных процессов.

Антоненко В.С., Недострелова Л.В.

Рассчитаны и проанализированы интегральные переносы различных видов энергии через боковые границы блокирующего антициклона над территорией Европы.

Ключевые слова: энергетика атмосферы, интегральные переносы энергии, блокирующий антициклон.

Integral transfers of different types of energy in the period of atmospheric processes blocking

Antonenko V.S., Nedostrelova L.V.

The integral transfers of different types of energy through the lateral boundaries for blocking anticyclone above territory of Europe are calculated and analysed.

Keywords: energy of atmosphere, integral transfers of energy, blocking anticyclone.

ОСОБЛИВОСТІ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ 2013 РОКУ В УКРАЇНІ

У статті висвітлено зміни термічного режиму в Україні протягом останніх п'ятидесяти років та виявлено його особливості у 2013 році на тлі процесів, що спостерігались у північній півкулі. Визначено ранг метеорологічних величин 2013 року та їх аномалій за останні півстоліття в Україні та її регіонах. Встановлено, що підвищення температури повітря в Україні практично не викликає сумнівів. 2013 рік виявився третім у рейтингу найтепліших за останні 53 роки. Особливістю термічного режиму 2013 року є високі значення мінімальної температури, тривалий безморозний період, період вегетації та літній сезон, значна кількість спекотних днів та днів зі сприятливими умовами для формування атмосферної засухи. При цьому на заході країни він виявився найпосушливішим, а на півночі – третім у рейтингу, поступившись 2010 та 1996 рокам
Ключові слова: регіональні зміни клімату; зміна термічного режиму, зростання температури

Вступ. Зміна клімату стає все більш очевидною в Україні. Збільшується і вразливість суспільства до кліматичних змін, що потребує моніторингу та розуміння зміни стану кліматичної системи та її чинників. Значення моніторингу кліматичної системи з кожним роком зростає і завдяки новим даним та з урахуванням прогнозу збільшення швидкості цих змін до кінця сторіччя. Інформація про метеорологічні, кліматичні умови та їх зміну є основою для розширення наукових знань про мінливість клімату та відіграє велику роль у пом'якшенні наслідків і запобіганні стихійних лих, охороні довкілля та сталому соціально-економічному розвитку.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Зміни клімату, що спостерігаються, знайшли широке відображення в численних національних і міжнародних дослідженнях. Інформацію про екстремальні явища погоди, поточні метеорологічні та кліматичні умови, а також їх зміну, наводять у своїх щорічних звітах вчені багатьох країн. Вони публікуються в бюлетенях Американського метеорологічного товариства, Національного кліматичного центру NOAA, Російського Гідрометеорологічного Центру, Північно-Євразійського кліматичного центру, Центру моніторингу засух, Всесвітнього центру глобального сільськогосподарського моніторингу (GEOGLAM) та ін.[2,4-10].

В Україні Український гідрометеорологічний центр готує оперативні щомісячні та щорічні огляди погоди, які містять інформацію про аномалії середньої за місяць температури повітря і суми опадів, екстремуми температури й опадів, стихійні явища погоди і синоптичні процеси, які зумовлювали погоду впродовж місяця, року. Дані про стихійні явища, наведені в цих звітах, використовують критерії, що застосовуються в прогностичних підрозділах і стосуються лише явищ, які охоплюють велику територію (30 % площі) і не враховують локальні явища великої інтенсивності [1,3]. Неузгодженість критеріїв стихійних явищ між прогностичними підрозділами і мережею гідрометеорологічних спостережень спричиняє розбіжності в інформації про кількість та інтенсивність стихійних явищ погоди і відповідно до різних трендів при оцінці їх зміни. Також у цих звітах відсутня інформація про аномалії мінімальної та максимальної температури, екстремальні явища погоди, пов'язані з температурою та опадами, дані про атмосферні явища різної інтенсивності [3]. Крім того, самі звіти є службовою інформацією і не публікуються в періодичних виданнях.

Значну увагу дослідники в Україні приділяють опису окремих метеорологічних явищ та атмосферних процесів, що спостерігались в країні, їх впливу на різні галузі економіки, проте в них, як правило, відсутня інформація про особливості термічного режиму та режиму зволоження протягом усього року як в цілому по її території, так і

окремо в регіонах. Також не визначено місце України на фоні тих процесів, що відбувались в Європі, північній півкулі [2, 4-10]. Така інформація не дає можливості отримати цілісну картину метеорологічних та кліматичних умов в країні, їх регіональних особливостей. Тому необхідно виконувати комплексний аналіз стану кліматичної системи кожного року, виявляючи його регіональні та сезонні особливості, і порівнюючи з багаторічними тенденціями цих параметрів, уточнювати напрямок, у якому відбуваються їх зміни.

Формулювання мети статті. Метою цього дослідження є виявлення особливостей термічного режиму 2013 року та визначення рангу метеорологічних величин 2013 та їх аномалій за останні півстоліття в Україні та її регіонах.

Матеріали і методи досліджень. Дослідження особливостей термічного режиму 2013 року в Україні виконувались за даними мережі спостережень гідрометеорологічної служби країни за період 1961-2013 рр. Аномалії середньої, мінімальної та максимальної за рік, сезон та місяць температури визначались як відхилення значень величини від норми, за яку взято багаторічне середнє за кліматичний період (1961-1990 рр.). Аномалії числа днів з екстремальними явищами погоди, зумовленими температурою, та середні за рік значення стосуються календарного року, середні дані за зимовий сезон включають грудень попереднього року. Число днів з екстремальними явищами погоди, зумовленими температурою, тривалість періодів з різним термічним режимом визначались за добовими даними мережі спостережень, а їх аномалії у 2013р. обчислювались по відношенню до багаторічних середніх за 1981-2010 рр. Ранг середнього, максимального та мінімального значення температури 2013-го року та їх аномалій визначались за 1961-2013рр., а показників термічного режиму та їх аномалії – за 1981-2013рр. Розрахунки виконувались як для України в цілому, так і для її регіонів. Статистичний аналіз часових рядів метеорологічних величин дозволив оцінити їх зміну в часі: визначити форму та напрям тренду, а регресійний аналіз – оцінити статистичну значущість (p) тренду. Аналітичний опис особливостей термічного режиму північної півкулі у 2013 році проводили за даними Російського Гідрометеорологічного Центру, Північно-Євразійського кліматичного центру, Національного кліматичного центру NOAA, Центру моніторингу засух, Всесвітнього центру глобального сільськогосподарського моніторингу (GEOGLAM) [2, 4, 6-10].

Результати дослідження та їх аналіз.

Особливості термічного режиму 2013 року у північній півкулі. Термічний режим зими 2012/2013рр. у Західній і Східній півкулях, за даними Російського Гідрометеорологічного Центру [2], був діаметрально протилежним: на Північноамериканському континенті панувала аномально тепла погода, а Євразію охопили надзвичайні холоди. Грудень 2012 р. у США, за винятком Аляски, увійшов до першої п'ятірки найбільш теплих за всю історію метеорологічних спостережень. При цьому на території Російської Федерації спостерігались найбільш сильні морози за останні 12 років. Найбільший осередок холоду сформувався на півдні Сибіру, де у другій декаді місяця середня за декаду температура повітря виявилась нижчою за норму на 20-22°C, а середня за місяць – на 8-10°C. Сильні морози спостерігались і в Європі, де мінімальна температура повітря у Чехії сягала -27°C, Саксонії та Баварії -20°C, Угорщині – -18 °C [2]. Однак, починаючи з третьої декади грудня 2012р., морози різко послабшали і встановилась аномально тепла погода. Але вже у січні на більшості території Європи температура повітря відповідала нормі. У лютому Європа поділилася на холодний захід і теплий схід. На сході Європи навіть у нічні години стовпчики термометрів не опускались нижче +10°C.

Таким чином, взимку 2012/2013 у Європі температура повітря була переважно близькою до норми. Аномально холодним виявився лише грудень 2012р. Причиною цього був гребінь Сибірського антициклону та часті адвекції холоду по його західній периферії, особливо інтенсивні у другій декаді місяця. Однак ситуація різко змінилась уже в третій декаді грудня. Інтенсивність Сибірського антициклону значно зменшилась, хоча він ще зберігався до другої декади лютого 2013р., аномалії тиску склали в середньому $-3 - -8$ гПа. Територія східної Європи наприкінці зими 2012/2013 знаходились під впливом теплих секторів атлантичних і середземноморських циклонів, що зумовило формування значних додатних аномалій температур. За даними NOAA на початку 2013р. температура повітря виявилась вищою за норму в більшості регіонів Європи [9]. Однак в тилу циклонів холодне повітря проникало далеко на південь і в західній Європі температура повітря була нижчою від норми.

Погодні умови початку весняного періоду практично стали продовженням зими. Так, за даними [2] березень 2013 року став для Росії найхолоднішим у XXI столітті. На півночі країни морози сягали -45°C , у Центральній Росії -25°C і нижче. Проте, в південних районах ЄТР та Сибіру спостерігали аномальне тепло. Тут в середньому за місяць повітря прогрілось на $2-5^{\circ}\text{C}$ вище за норму. Для Європи березень 2013р. також був найхолоднішим у XXI столітті. Холод утримувався до кінця місяця, що є не типовим для весни. На її значній території середньомісячна температура повітря виявилась нижчою від норми на $2-5^{\circ}\text{C}$. Але вже з середини весни на більшості території Західної Європи температурні умови відповідали нормі. В Росії квітень виявився навіть аномально теплим і увійшов до десятки найбільш теплих за увесь період регулярних метеорологічних спостережень, а травень – рекордно спекотним. У цьому місяці, за даними Російського гідрометеоцентру середньомісячна температура повітря, осереднена для всієї території країни, досягла абсолютного максимуму, який до цього був встановлений у травні 2010 р. і повторився у травні 2012р. [2]. Наприкінці весни в Європі, на схід від Німеччини, середньомісячна температура повітря всюди перевищила норму, місцями на $2-4^{\circ}\text{C}$. У країнах Західної та Центральної Європи середня температура повітря була нижчою за норму.

Незвичайний характер розподілу температур на континенті був зумовлений нехарактерними циркуляційними умовами, які склались над Євразією. Навесні більшість території Європи постійно перебувала під впливом атлантичних циклонів. На початку сезону найбільш інтенсивні циклони зміщувалися набагато південніше, ніж зазвичай. Їх траєкторії проходили по Західній і Центральній Європі в Східну Європу (аномалії -10 гПа). Значний осередок холоду на півночі Європи був зумовлений потужною адвекцією холоду зі сходу і північного сходу, що відбувалась по південній периферії полярного антициклону та в тилу інтенсивних циклонів. Надалі погодні умови визначали південні та атлантичні циклони [2, 6].

Літо 2013р. виявилось значно теплішим, ніж зазвичай як у Західній, так і в Східній півкулях. Початок літа був помірно спекотним. Червень в Росії став 5-м найтеплішим місяцем за весь період регулярних метеорологічних спостережень. Помірно спекотна погода відмічалась і на півночі Канади та на Алясці. Тут в середньому за місяць температура повітря була на $2-4^{\circ}\text{C}$ вищою за норму. На Алясці червень 2013 р. був другим найбільш спекотним за всю історію метеоспостережень: максимальна температура сягала $+35^{\circ}\text{C}$. Ще вищою була температура повітря на південному заході США, де неодноразово встановлювалися нові добові максимуми температури, а місцями й абсолютні максимуми для червня. У ряді випадків вони перевищили 50°C [4]. У Європі, на початку літа було прохолодно, але уже у середині червня спека почала встановлювати нові температурні рекорди у Німеччині, Австрії, Франції, Словенії, Македонії, Болгарії та у ряді інших країн. Максимальна температура

сягала $+35...+38^{\circ}\text{C}$. Така спекотна погода тривала протягом всього літнього періоду. Середні температури липня та серпня також увійшли до 5-ки найвищих значень [3,6,7].

Отже в цілому літо у Західній півкулі виявилось спекотним, його середня температура увійшла в першу трійку найвищих значень за всю історію метеорологічних спостережень, тобто з 1891 р. На Алясці літо 2013-го стало другим найбільш спекотним в історії штату. Лише літо 2004 р. було ще теплішим. За рахунок спекотного початку літа його середня температура для території Росії отримала 4-й ранг серед найбільш високих значень, поступаючись тільки трьом своїм попередникам: літу 2010, 2011 та 2013-го. Такі термічні умови літа 2013р. визначали Азорський антициклон, аномалії тиску в якому над північно-західною Європою у липні сягали $+5\text{гПа}$, та атлантичні циклони. У теплих секторах циклонів тепло поширювалося далеко на північ і сприяло формуванню великих позитивних аномалій температури.

Початок осені 2013р. був також аномально теплим. В цілому у північній півкулі вересень 2013 р. увійшов до трійки найбільш теплих за період регулярних метеорологічних спостережень. Проте в Росії за даними [2] вересень 2013р. виявився найхолоднішим у ХХІ ст. Більшу частину місяця холодна погода зберігалась і у Східній Європі. Помітно вищою за норму (на $2-3^{\circ}\text{C}$) виявилась температура лише у Норвегії та Фінляндії. Середня температура Північної півкулі у жовтні виявилась серед десяти найвищих значень за останні 123 роки. Додатні аномалії особливо великими були на півночі Канади та на Алясці – до $+6^{\circ}\text{C}$ і більше. На Алясці жовтень 2013 р. - найтепліший в історії штату. На заході США місяць виявився холоднішим, ніж зазвичай на $2-4^{\circ}\text{C}$ [2,4]. У Центральній Росії в другій декаді жовтня похолодало до рекордних мінімумів температури, а наприкінці місяця встановилась винятково тепла погода (аномалії середньо декадних температур сягали $+8...+13^{\circ}\text{C}$), якої тут у цей час не бачили вже більше 100 років, яка зберігалась і протягом усього листопада. Листопад 2013 р. виявився на території Росії найбільш теплим за всю історію регулярних метеорологічних спостережень. У Європі у другій половині осені дуже теплій погоді на сході протистояв холод на заході. У Білорусі і в Україні були багаторазово побиті максимуми температури повітря.

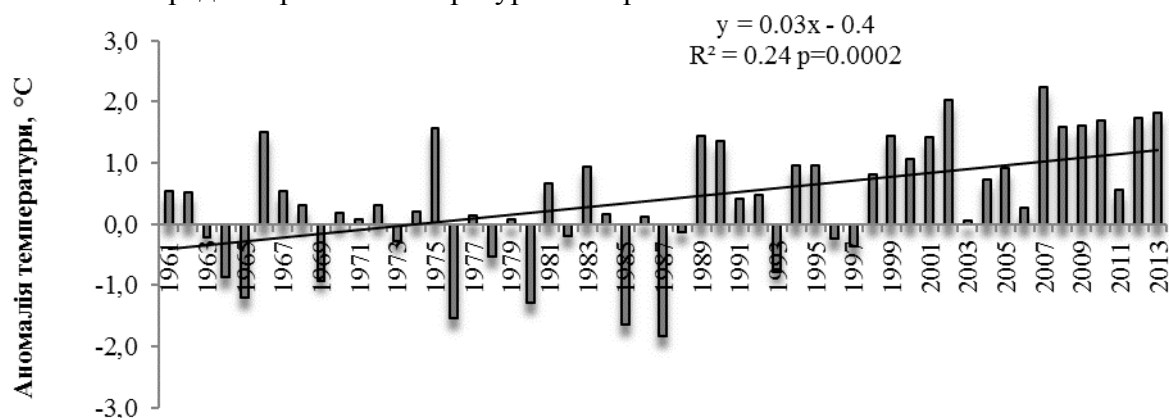
Отже, у більшості регіонів Європи термічний режим осені 2013р. в цілому залишався в межах норми. Аномалії температури спостерігались лише в країнах Південної та Центральної Європи в межах $+1...+2^{\circ}\text{C}$. Тепла погода у жовтні і особливо у листопаді зумовила велику сезонну аномалію (більше $+2^{\circ}\text{C}$) на більшій частині Росії, незважаючи на холодний вересень.

Протягом осіннього періоду в Європі спостерігалась активна циклонічна діяльність [2]. На початку осені погодні умови Європи визначали активні північні та південні циклони. Азорський антициклон зберігав свою інтенсивність майже до кінця жовтня. У другій декаді жовтня над Монголією почалося формування сезонного сибірського максимуму. У третій декаді місяця тиск в центрі антициклону часом уже сягав 1040 гПа . Однак наприкінці осені він часто мігрував, змінюючи як положення, так і інтенсивність (аномалії від -6 до $+4\text{гПа}$). Натомість Азорський антициклон був інтенсивнішим, ніж зазвичай, і зміщений на північ, де і утворилася область з позитивними аномаліями тиску ($+12\text{ гПа}$). У результаті таких процесів найбільші позитивні аномалії температури в листопаді відмічались над центральними районами Сибіру і Карським морем. Західна і центральна Європа найчастіше перебували під впливом східної периферії Азорського антициклону, що забезпечувало адвекцію холодного повітря [2].

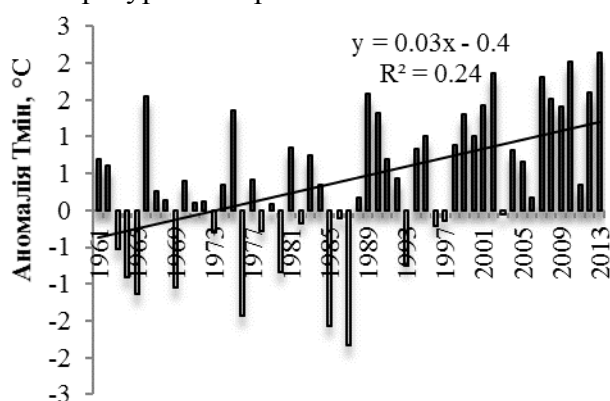
Особливості термічного режиму в Україні. У звіті Першої робочої групи П'ятого оціночного звіту Міжурядової групи експертів зі зміни клімату зазначено, що потепління кліматичної системи не викликає сумнівів. Починаючи з 1950 року, багато

із зареєстрованих змін кліматичної системи є нетиповими або безпрецедентними за останні десятиріччя чи навіть тисячоліття. Температура повітря у кожному з останніх трьох десятиріч була вищою за всі попередні з 1850, а перше десятиріччя 21-го століття було найтеплішим. У Північній півкулі період з 1983 по 2012 був, ймовірно, найтеплішим 30-тирічним періодом за останні 1400 років [9]. Практично не викликає сумнівів ($p=0,0002$) підвищення температури повітря і в Україні. Протягом останніх 53 років швидкість зміни середньої, мінімальної та максимальної температури за рік становить $0,3^{\circ}\text{C}/10$ років (рис.1).

а) аномалія середньої річної температури повітря



б) аномалія середньої мінімальної за рік температури повітря



в) аномалія середньої максимальної за рік температури повітря

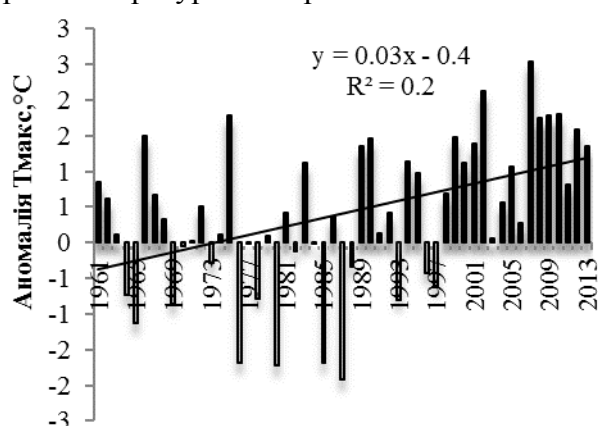
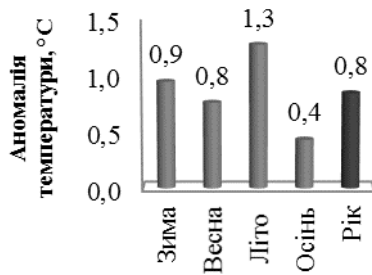


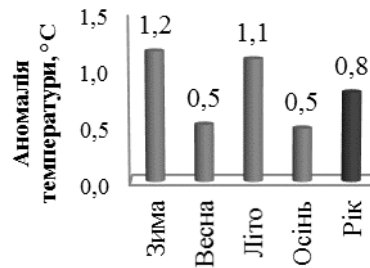
Рис. 1– Міжрічна зміна аномалії ($^{\circ}\text{C}$) середньої, мінімальної та максимальної за рік температури повітря в Україні

Найбільший внесок у зміну річної температури в Україні мали літній та зимовий сезони. Їх середня температура за останні 23 роки (1991-2013рр.) зросла відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.) на $1,3$ та $0,9^{\circ}\text{C}$ відповідно (рис.2). При цьому найбільш суттєво підвищилась температура повітря у січні ($2,3^{\circ}\text{C}$) та липні ($1,4^{\circ}\text{C}$). Весною середня температура виросла на $0,8^{\circ}\text{C}$. Це зростання значною мірою зумовлено підвищенням температури у березні ($0,8^{\circ}\text{C}$). Температура повітря восени змінилась несуттєво ($0,4^{\circ}\text{C}$).

а) аномалія середньої за сезон та рік температури повітря



б) аномалія середньої мінімальної за сезон та рік температури повітря



в) аномалія середньої максимальної за сезон та рік температури повітря

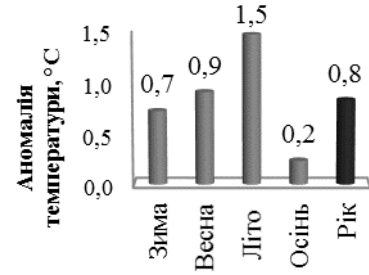
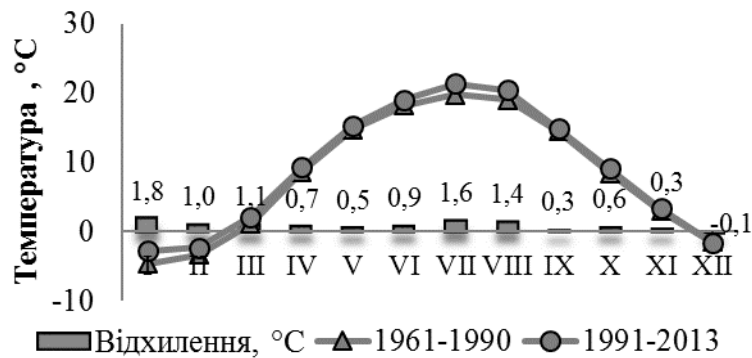


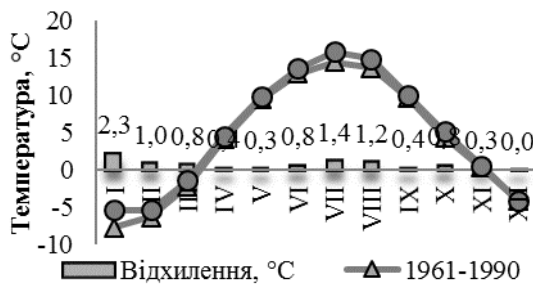
Рис. 2 – Відхилення (°C) середньої, середньої мінімальної та максимальної за сезон та рік температури повітря у 1991-2013рр. від кліматичної норми (1961-1990рр.)

Зростання середньої за рік та місяць температури повітря зумовлено збільшенням мінімальної та максимальної температури впродовж усього року. При цьому у холодний період відмічається суттєве зростання мінімальної температури, а в теплий – максимальної. Ці зміни практично не викликають сумнівів. За останні двадцять три роки середня за рік максимальна і мінімальна температура в Україні виросла на 0,8°C. (рис.2). При цьому найбільше зростання максимальної температури відмічається влітку (1,5°C), з максимумом (1,8°C) у липні, а мінімальної – взимку (1,2°C) з максимумом (2,3°C) у січні (рис.2, 3). Весною середня максимальна температура збільшилась на 0,9°C, а мінімальна на 0,5°C. Восени екстремальна температура повітря змінилися несуттєво, при цьому зростання мінімальної температури було більш суттєвим (0,5°C), ніж максимальної (0,2°C).

а) аномалія та середня за місяць температура повітря



б) аномалія та середня за місяць мінімальна температура повітря



в) аномалія та середня за місяць максимальна температура повітря

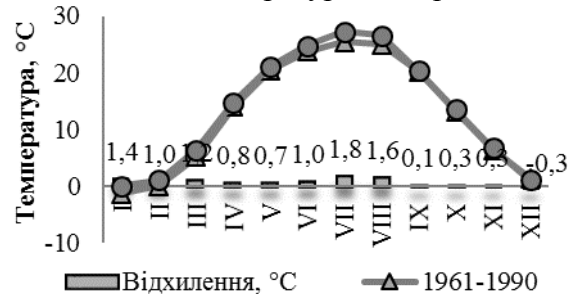


Рис. 3 – Відхилення (°C) середньої, середньої мінімальної та максимальної за місяць температури повітря у 1991-2013рр. від кліматичної норми (1961-1990рр.)

Зміна температури повітря на території України має регіональні особливості. І хоча на значній території країни за останні двадцять три роки середня за рік температура виросла на $0,8^{\circ}\text{C}$ порівняно з кліматичною нормою, проте, на північному сході ці зміни більш суттєві $-1,2-1,4^{\circ}\text{C}$, у той час як у південному регіоні та Карпатах вони становлять $0,6^{\circ}\text{C}$, а на Південному березі Криму температура повітря змінилась несуттєво (рис.4). Такі зміни спричинили зміну положення ізотерм. Так середньорічні ізотерми 6 і 7°C у 1961-1990рр. проходили по північно-східній частині України, ізотерма 8°C розташовувалася в центральних областях країни, а 9°C – у південних. У 1991-2013 рр. значення кожної ізотерми стало вище на 1°C майже на всій території України, але найбільші зміни спостерігались на крайньому північному сході: ізотерми 6 і 7°C в цьому регіоні вже не відзначаються, ізотерма 8°C змістилася на 300-400 км на північ і проходить через північні області країни, на заході з'явилася ізотерма 8°C замість 7°C , на півдні - ізотерми 9 і 10°C замість 8 і 9°C .

У другій половині ХХ – на початку ХХІ ст. температура повітря взимку підвищилася на всій території України. Найбільше її зростання відносно кліматичної норми зареєстровано протягом останніх двох десятиріч, при цьому останнє десятиріччя було найтеплішим за увесь період інструментальних спостережень за погодою. Середня за сезон температура повітря виросла більше ніж на 1°C на значній території країни за останні двадцять три роки, при цьому на півночі країни це зростання перевищувало $1,4^{\circ}\text{C}$, а на півночі Сумської та Чернігівської областей додатні аномалії температури сягали $1,6^{\circ}\text{C}$ і вище. В Криму зима стала теплішою лише на $0,2-0,6^{\circ}\text{C}$. Аномалія середньої мінімальної за сезон температури повітря значно більша, ніж середньої. Вона коливається від $0,4 - 0,6^{\circ}\text{C}$ в Криму до $2,0^{\circ}\text{C}$ і вище на північному сході країни. При цьому на Чернігівщині та Сумщині середня мінімальна за січень температура повітря виросла на $3,5^{\circ}\text{C}$ і більше. На всій території країни взимку відмічаються додатні аномалії і середньої максимальної температури, проте, вони значно менші, ніж мінімальної. Їх просторовий розподіл аналогічний розподілу мінімальної і середньої температури: найбільше зростання ($1,0 - 1,2^{\circ}\text{C}$ і вище) відмічається на півночі країни, а найменше ($0,2 - 0,4^{\circ}\text{C}$) – у Криму. При цьому, на півдні півострова максимальна температура змінилась несуттєво, а на південному узбережжі відмічається тенденція до її зниження, особливо у грудні та лютому.

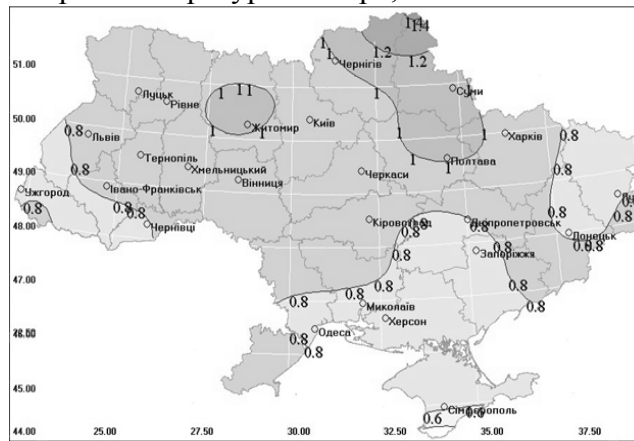
Навесні значне підвищення середньої за сезон температури повітря спостерігається на всій території України, за винятком південних районів Криму, і досягає максимуму ($1,0^{\circ}\text{C}$ і вище) на Житомирщині та крайньому північному сході. Ізотерма 7°C у північних і східних областях України навесні відсутня. Ізотерма 8°C спостерігається на більшій території країни, за винятком півдня. У Криму, особливо на півдні півострова, відзначається деяке зниження температури. Середня мінімальна за сезон температура повітря збільшилась майже на всій території країни, за винятком Луганської області. Виділяються два регіони – Волино-Подільська височина та лівобережжя Дніпра, де ці зміни найбільші – $0,6-0,8^{\circ}\text{C}$ і вище. На відміну від мінімальної температури, середня максимальна за сезон температура за останні двадцять три роки зросла на всій території країни. Найбільші зміни відмічаються на півночі, заході та південному заході країни і сягають $1,0-1,2^{\circ}\text{C}$ і вище.

Влітку температура повітря підвищилася по всій території на $1,0-1,5^{\circ}\text{C}$. Напрямо ізотерм зберігся таким же, як і в 1961-1990 рр., проте, поле температур стало більш однорідним. Найбільше підвищення середньої за сезон температури ($1,4^{\circ}\text{C}$ і вище) відмічається на Закарпатті, в Одеській області та на західному узбережжі Криму. На крайньому сході зростання максимальної температури найменше – $0,8-1,0^{\circ}\text{C}$. Такі зміни максимальної температури привели до того, що у липні на півдні країни

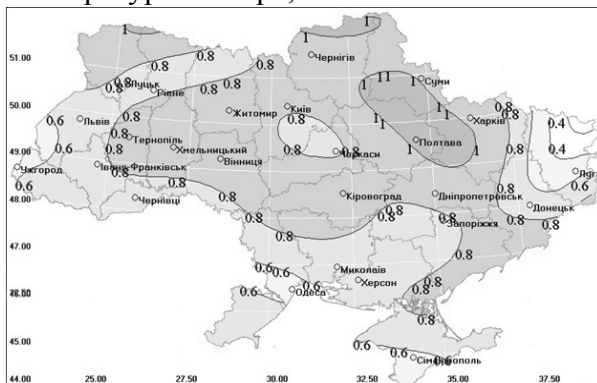
з'явилась ізотерма 23°C, на заході – 19°C, а на крайньому сході – 21 °C, які раніше не спостерігались.

Восени температура повітря в Україні за останні двадцять три роки, порівняно з кліматичною нормою, також підвищилась, проте, ці зміни незначні і їх максимальні значення не перевищують 0,5°C. Такі зміни відмічаються у північно-східних, центральних, східних та південних областях України. При цьому, на заході країни середня за сезон температура повітря зазнала незначної зміни, а в Карпатах навіть дещо зменшилась. Зміни мінімальної температури більш неоднорідні по території: максимальні значення додатних аномалій сягають 0,6°C і вище і відмічаються на лівобережжі Дніпра, Приазов'ї, Кіровоградщині. При цьому на північному заході та крайньому сході країни середня мінімальна за сезон температура повітря змінилась несуттєво, а в деяких районах навіть знизилась. На відміну від мінімальної, середня максимальна за сезон температура протягом останніх десятиріч змінилась несуттєво. Лише у північно-східних, східних областях та в Криму відмічаються додатні аномалії 0,4°C і вище.

а) аномалія середньої за рік температури повітря, °C



б) аномалія середньої мінімальної за рік температури повітря, °C



в) аномалія середньої максимальної за рік температури повітря, °C

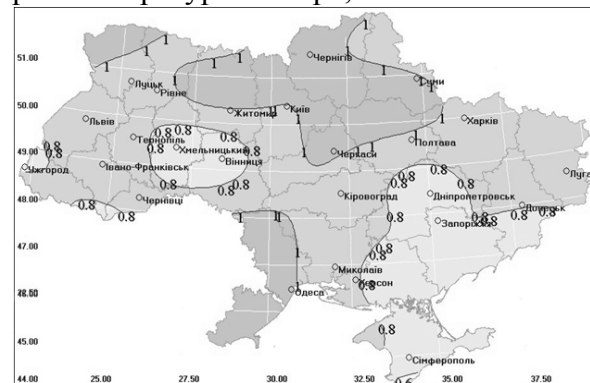


Рис. 4 – Просторові особливості відхилення (°C) середньої, середньої мінімальної та максимальної за рік температури повітря у 1991-2013рр. від кліматичної норми (1961-1990рр.)

За останні десятиріччя відмічається значна кількість років з рекордно високою температурою повітря. 2013 рік не став винятком. За даними NOAA він виявився четвертим із найтепліших на планеті з 1880р.[3]. Проведені дослідження показали, що в Україні 2013 рік виявився третім у рейтингу найтепліших за останні 53 роки. Теплішими за 2013 були лише 2007 та 2002 роки (табл.1). Середня за рік температура

повітря була вищою за кліматичну норму (1961-1990рр.) на 1,8°C. При цьому найбільші аномалії середньорічної температури повітря у 2013 р. сформувались на сході країни і становили +2°C і більше (рис.5, табл.2).

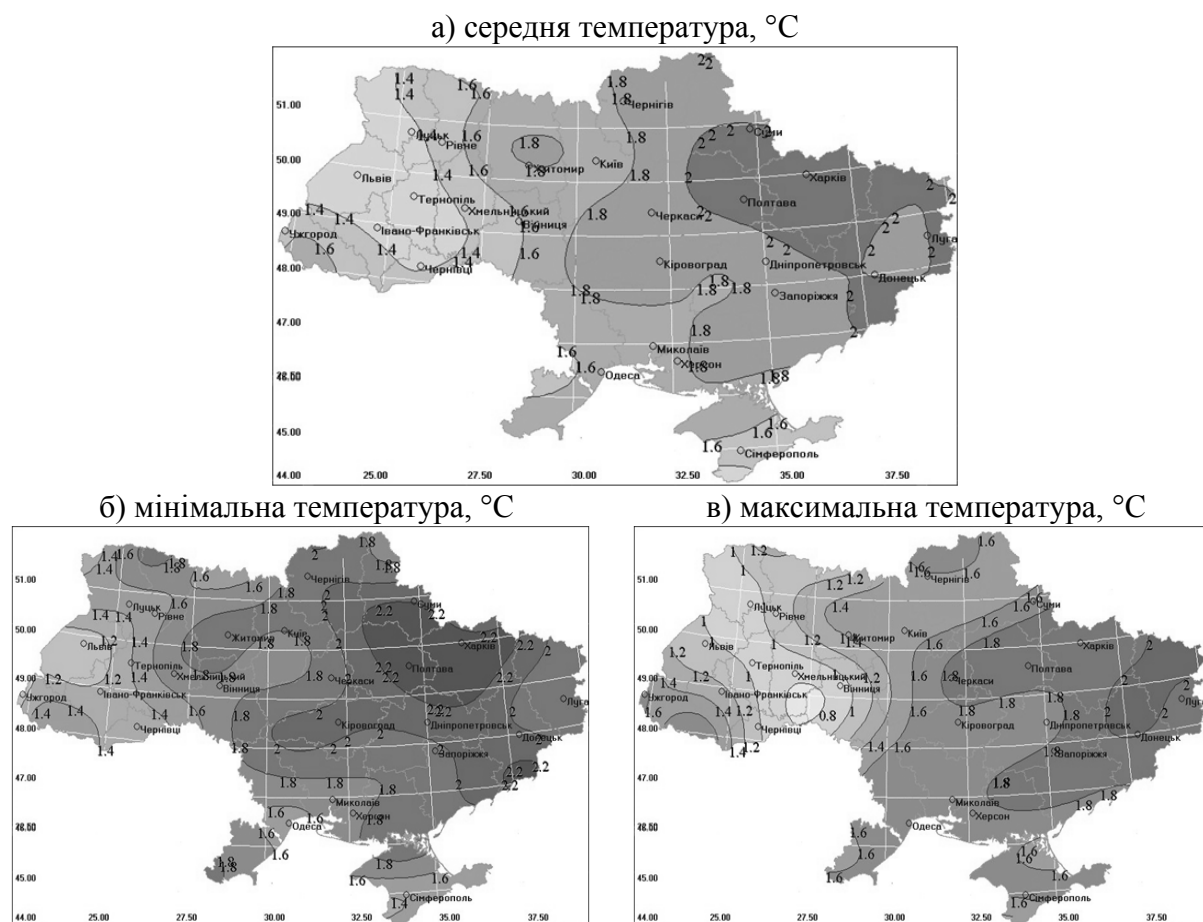


Рис.5 – Аномалія (°C) середньої, мінімальної та максимальної за рік температури повітря у 2013 році

Таблиця 1 – Ранг 2013 року за величиною середньої, максимальної та мінімальної температури повітря за місяць та за рік в Україні за 1961-2013рр.

Температура, °C	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
середня	18	6	41	12	2	5	19	9	47	19	2	19	3
максимальна	19	10	40	14	2	6	21	9	52	35	9	20	13
мінімальна	15	5	38	13	2	2	19	7	26	13	2	18	1

Таблиця 2 – Аномалія (°C) середньої за сезон та рік температури повітря в Україні та регіонах

Регіон	Сезон				Рік
	Зима	Весна	Літо	Осінь	
Україна	1,6	1,6	1,9	1,1	1,8
Північ	1,2	1,2	1,7	1,8	1,9
Південь	2,1	2,4	2,2	0,4	1,8
Захід	0,5	0,6	1,8	1,5	1,4
Схід	2,3	2,3	1,8	0,8	2,1
Центр	1,7	1,9	1,8	1,2	1,9

Особливістю термічного режиму 2013 року є те, що додатні аномалії середньої температури повітря були зумовлені дуже високою мінімальною температурою. За останні 53 роки у 2013 відмічалась найвища мінімальна температура повітря за рік, у

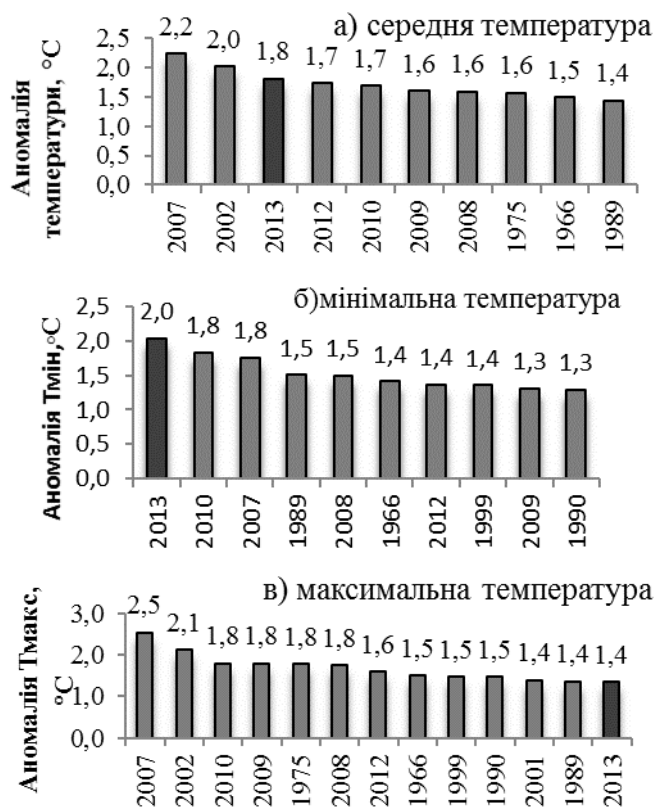


Рис.6 – Рейтинг найтепліших років за 1961-2013рр. Аномалія (°C) температури повітря

той час як за величиною максимальної температури повітря 2013 рік посів тринадцяте місце (рис.6). Середня за рік мінімальна температура повітря була вищою за кліматичну норму (1961-1990рр.) на 2,0°C. При цьому найбільші аномалії мінімальної температури повітря у 2013 р. сформувались на сході, південному сході країни та у центральному регіоні і становили +2°C і більше (рис.5, 6,табл.2).

Додатні аномалії середньої та мінімальної температури повітря спостерігались протягом усіх сезонів: середня температура повітря взимку та весною була вищою за норму на 1,6 °C, влітку – на 1,9°C, а восени – на 1,1°C. Весна та літо 2013 в Україні увійшли до десятки найтепліших за останні 53 роки і посіли відповідно 8 та 7 місце. Зимову, весною та літом найбільші додатні аномалії середньої температури відмічались у південному та східному регіоні і сягали +2,0–2,5°C і вище. При

цьому на заході країни середня за сезон температура повітря весною і, особливо, зимою знаходилась в межах норми. Восени відмічались протилежні тенденції: найбільші додатні аномалії у західному та північному регіонах і в межах норми на півдні та сході країни (рис.6, 7, табл.2).



Рис. 7– Аномалія (°C) середньої, мінімальної та максимальної за сезон температури повітря у 2013р.

Найбільші аномалії мінімальної температури повітря, на відміну від середньої, спостерігались взимку та восени і становили +2,5 та +1,9°C відповідно. Літом

мінімальна температура повітря була вищою за норму на $1,8^{\circ}\text{C}$, а весною – на $1,2^{\circ}\text{C}$. За величиною середньої за сезон мінімальної температури повітря усі сезони 2013 року в Україні увійшли до десятки найтепліших за останні 53 роки. У цьому рейтингу осінь посіла 3 місце, поступившись 2006 та 2012 рокам, літо – шосте, весна – восьме, а зима – дев'яте.

Значні додатні аномалії мінімальної температури взимку були зумовлені великою аномалією температури у південних, східних, центральних та північних областях України. Лише на заході країни, зокрема на Волино-Подільській височині, мінімальна температура взимку знаходилась в межах норми (рис.7). Весною найбільші ($+1.5$ і вище) аномалії мінімальної температури спостерігались на півдні та південному сході країни, у той час як у західних та північних областях її величина знаходилась в межах норми. Влітку на всій території України мінімальна температура була вищою за норму. При цьому осередки тепла зі значними ($+2.0^{\circ}\text{C}$ і вище) аномаліями температури за сезон відмічались на Закарпатті, півдні, південному сході країни та в деяких районах північних областей України. Восени на південному сході та в центральних областях країни мінімальна температура була в межах норми, а в північних та західних вищою за норму.

Середня за рік максимальна температура повітря у 2013 році була вищою за норму на $1,4^{\circ}\text{C}$. За її величиною, як зазначалось вище, 2013 рік не потрапив до десятки аномальних років, а зайняв у рейтингу тринадцяте місце. Найбільші аномалії максимальної за рік температури повітря, як і мінімальної, відмічались на сході країни і сягали $+2,0^{\circ}\text{C}$ і вище, проте, за площею цей осередок був значно меншим (рис.5). На відміну від середньої та мінімальної температури повітря, максимальна температура була вищою за норму літом та весною ($+2,1$, $1,9^{\circ}\text{C}$, відповідно), у той час як взимку та восени вона знаходилась в межах норми. При цьому незначні аномалії взимку були додатними ($+0,2^{\circ}\text{C}$), а восени – від'ємними ($-0,7^{\circ}\text{C}$) (рис.7). За величиною максимальної температури літо та весна 2013 року увійшли до десятки найтепліших за останні 53 роки і посіли у цьому рейтингу 6 та 8 місце, відповідно. Значні додатні аномалії максимальної температури влітку і, особливо, весною були зумовлені великою аномалією температури у південних, східних та центральних областях України, яка весною перевищувала $+2,5^{\circ}\text{C}$. У західних та північних областях максимальна температура у цей період знаходилась в межах норми, а взимку на заході була нижчою за норму з осередком холоду у Львівській області.

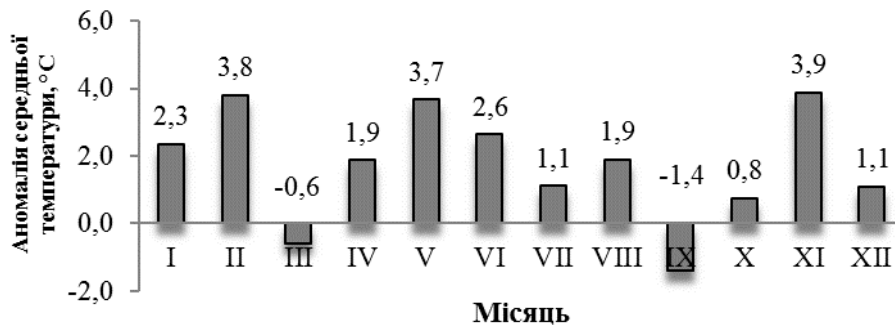
Додатні аномалії середньої за місяць температури повітря відмічались майже протягом усього року, за винятком вересня та березня ($-1,4$ та $-0,6^{\circ}\text{C}$, відповідно). Найтеплішими у 2013 році були листопад, лютий та травень. Аномалії їх середньої температури повітря в Україні сягали майже 4°C і становили відповідно $3,9$; $3,8$ та $3,7^{\circ}\text{C}$. Листопад та травень виявилися другими у рейтингу найтепліших за останні 53 роки в Україні (табл.1, рис.8). Літо у 2013 році почалось фактично у кінці квітня. У травні найбільші осередки тепла знаходились у південних, східних та центральних областях України. У цих регіонах додатні аномалії середньої за місяць температури повітря перевищували $+4,5^{\circ}\text{C}$, середня за декаду температура повітря була більше $20,0^{\circ}\text{C}$ і відповідала термічному режиму кінця червня. Максимальна за добу температура повітря у травні сягала $27-32^{\circ}\text{C}$, у східних, більшості південних областей, АР Крим та на Дніпропетровщині місцями $33-34^{\circ}\text{C}$, в гірських районах $20-22^{\circ}\text{C}$. За даними Центральної геофізичної обсерваторії, у Києві в 2013 році була зафіксована найкоротша метеорологічна весна за весь період спостережень з 1881 року, яка тривала лише 26 днів і закінчилася 26 квітня.

У листопаді найвищі аномалії температури відмічались у першій декаді на півночі та північному сході країни. У цьому регіоні аномалія середньої за декаду температури

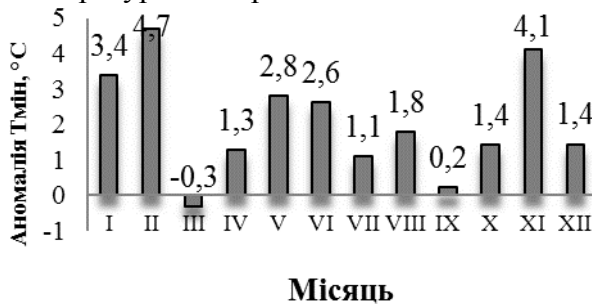
сягала $+7,0^{\circ}\text{C}$ і вище. Максимальна за добу температура повітря становила $16-23^{\circ}$, в Криму та Чернівецькій області місцями до 25° . Термічний режим першої декади листопада фактично відповідав кінцю вересня – початку жовтня. За даними Національного управління океанічних та атмосферних досліджень США листопад 2013 року став найтеплішим за всю історію спостережень, а в Росії найтеплішим з початку регулярних спостережень у 1891 році [3].

Додатні аномалії середньої мінімальної за місяць температури повітря також відмічались майже протягом усього року, за винятком березня ($-0,3^{\circ}\text{C}$). Найвищою мінімальною температурою повітря в Україні була у лютому ($+4,7^{\circ}\text{C}$), листопаді ($+4,1^{\circ}\text{C}$) та січні ($+3,4^{\circ}\text{C}$). Значні аномалії мінімальної температури спостерігались також у травні та червні ($+2,8$ та $2,6^{\circ}\text{C}$ відповідно). При цьому за величиною мінімальної температури листопад, травень та червень увійшли до першої трійки найтепліших за останні 53 роки і посіли у цьому рейтингу друге місце. Лютий та серпень також потрапили до десятки найтепліших, посівши п'яте та сьоме місце в рейтингу (табл.1, рис.8).

а) аномалія середньої за місяць температури повітря



б) аномалія мінімальної за місяць температури повітря



в) аномалія максимальної за місяць температури повітря

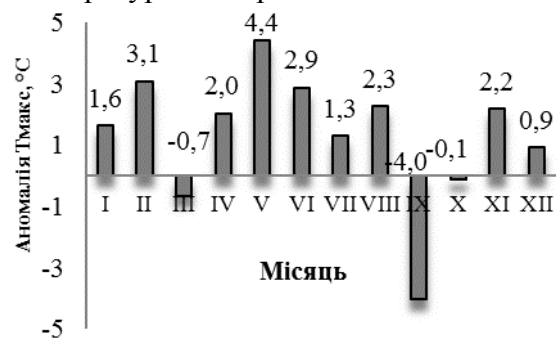


Рис. 8 – Аномалія ($^{\circ}\text{C}$) середньої, мінімальної та максимальної за місяць температури повітря у 2013р.

Максимальна температура повітря у 2013 році в Україні також була вищою за норму протягом усього року, за винятком вересня ($-4,0^{\circ}\text{C}$), березня ($-0,7^{\circ}\text{C}$) та жовтня ($-0,1^{\circ}\text{C}$). При цьому вересень 2013 року за величиною середньої максимальної температури виявився другим у рейтингу найхолодніших за останні 53 роки, поступившись лише вересню 1996. У той же час травень був другим з найтепліших ($+4,4^{\circ}\text{C}$) за цей період (табл.1, рис.8). Лідером у цьому рейтингу є травень 2003, максимальна температура якого лише на $0,2^{\circ}\text{C}$ вище.

Високі значення мінімальної температури повітря та ранній початок літа (третя декада квітня) привели до того, що 2013 рік увійшов до п'ятірки років з найбільшою тривалістю літнього сезону за останні 33 роки і посів у цьому рейтингу 4 місце. На

півночі країни за тривалістю літнього сезону 2013 рік був третім, поступившись 2012 та 2010 рокам. Особливістю термічного режиму 2013 року є також велика тривалість періоду вегетації теплолюбних культур ($T_{сер} \geq 10^{\circ}\text{C}$). За цим показником 2013 рік в Україні став третім, поступившись 2012 та 1989рр. При цьому на заході України тривалість вегетації теплолюбних культур у 2013 році була найдовшою за останні 33 роки (1981-2013), а на півночі цей період був на 10 днів меншим, ніж у 2012році, який був лідером (табл.3).

Таблиця 3 – Ранг періодів з різним термічним режимом у 2013 році в Україні та регіонах (1981-2013рр.)

Показник	Україна	Регіон				
		північний	південний	західний	східний	центральний
макс.тривалість безморозного періоду ($T_{мін} \geq 0^{\circ}\text{C}$)	11	17	4	19	10	9
мін.тривалість холодного періоду ($T_{сер} < 0^{\circ}\text{C}$)	8	13	6	12	9	7
макс. тривалість теплого періоду ($T_{сер} > 0^{\circ}\text{C}$)	8	11	5	12	8	16
макс.тривалість літнього періоду ($T_{сер} \geq 15^{\circ}\text{C}$)	4	3	9	5	4	4
макс.тривалість періоду вегетації холоднлюбних культур ($T_{сер} \geq 5^{\circ}\text{C}$)	11	13	8	16	11	11
макс.тривалість періоду вегетації теплолюбних культур ($T_{сер} \geq 10^{\circ}\text{C}$)	3	2	9	1	12	10
мін. кількість днів з $T_{мін} \leq -10^{\circ}\text{C}$	2	2	8	6	2	2
мін. кількість днів з $T_{мін} \leq -20^{\circ}\text{C}$	2	4	7	7	2	5
макс. кількість днів з $T_{макс} \geq 25^{\circ}\text{C}$	6	5	3	17	4	7
макс.к-ть днів з засухою ($T_{макс} \geq 25^{\circ}\text{C}$, $U_{сер} \leq 50\%$, без опадів)	6	3	5	1	16	9

За тривалістю холодного періоду ($T_{сер} < 0^{\circ}\text{C}$) 2013 рік увійшов до десятки років, що мали найменшу тривалість. При цьому на півдні України відмічалась найменша кількість днів з морозом (34 дні у середньому по регіону). За цим показником 2013рік у регіоні посів 6 місце, серед років з найменш тривалим холодним періодом. Для термічного режиму півдня України у 2013 році характерною рисою також була велика тривалість безморозного періоду. Максимальна тривалість періоду без морозів у регіоні становила в середньому 282 дні і була третьою у рейтингу за останні три десятиріччя (табл.2.3). Не лише на півдні, але й в інших регіонах країни відмічався

тривалий безморозний період. Так у Києві за даними ЦГО у 2013 році безморозний період був найдовшим за увесь період регулярних метеорологічних спостережень і тривав 223 дні [11].

Високі значення мінімальної температури та тривалий безморозний період привели до того, що у 2013 році в Україні відмічалась незначна кількість днів з сильним морозом. За їх кількістю 2013 став другим серед найменш суворих за останні три десятиріччя. Ця тенденція найбільше проявилась у північних та східних областях, які, зазвичай, в Україні найхолодніші. Така ж тенденція була характерна і для центрального регіону, у якому 2013 рік за кількістю днів з морозом -10°C і нижче став другим серед найтепліших, а з морозом -20°C і нижче – п'ятим (табл.2).

За кількістю днів з сильною спекою ($T_{\text{макс}} \geq 25^{\circ}\text{C}$) в Україні 2013 рік також увійшов до десятки найспекотніших за останні 33 роки і посів у рейтингу шосте місце. При цьому на півдні країни він був третім з найспекотніших за цей період, уступивши перше місце 2012 року та друге – 2007 (табл.2). В середньому у пункті спостережень відмічалось майже три місяці (103 дні) з максимальною температурою повітря 25°C і вище.

При високій температурі повітря ($T_{\text{макс}} \geq 25^{\circ}\text{C}$), низькій відносній вологості ($U_{\text{сер}} \leq 50\%$) та за відсутності опадів можливе виникнення атмосферної засухи. За кількістю днів з такими умовами 2013 рік в Україні став шостим з найбільш посушливих за останні три десятиріччя. При цьому на заході країни він виявився найпосушливішим, а на півночі – третім у рейтингу, поступившись 2010 та 1996 рокам (табл.2).

Висновки. Зміна температурного режиму, яка спостерігається в світі протягом останніх десятиліть, відмічається і в Україні. 2013 рік не став винятком. Він виявився третім у рейтингу найтепліших за останні 53 роки, поступаючись лише 2007 та 2002 рокам. Середня за рік температура повітря була вищою за кліматичну норму на $1,8^{\circ}\text{C}$. Додатні аномалії температури відмічались протягом усього року за винятком березня та вересня. Від'ємні аномалії температури повітря у ці місяці були зумовлені, перш за все, низькою максимальною температурою.

Особливістю термічного режиму 2013 року є:

- високі значення мінімальної температури: у 2013 відмічалась найвища середня за рік мінімальна температура повітря протягом останніх 53 років. При цьому найбільші аномалії середньої за рік мінімальної температури повітря у 2013 р. сформувались на сході, південному сході країни та у центральному регіоні і становили $+2^{\circ}\text{C}$ і більше;

- чергування аномально теплих та холодних періодів: травень та листопад виявились другими у рейтингу найтепліших за останні 53 роки, а вересень - був другим з найхолодніших за цей період;

- тривалий літній сезон: високі значення мінімальної температури повітря та ранній початок літа (третья декада квітня) привели до того, що 2013 рік увійшов до п'ятірки років з найбільшою тривалістю літнього сезону за останні 33 роки і посів у цьому рейтингу 4 місце. На півночі країни за тривалістю літнього сезону 2013 рік був третім, поступившись 2012 та 2010 рокам;

- тривалий період вегетації теплолюбних культур: 2013 рік в Україні у рейтингу займає третє місце, в західному регіоні зафіксований найдовший період вегетації теплолюбних культур за останні 33 роки;

- велика тривалість безморозного періоду, особливо в південному регіоні;

- значна кількість днів із сильною спекою: 2013 рік увійшов до десятки найспекотніших за останні 33 роки і посів у рейтингу шосте місце. В середньому у пункті спостережень відмічалось майже три місяці (103 дні) зі сильною спекою;

– сприятливі умови для утворення атмосферної засухи: за кількістю днів з такими умовами 2013 рік в Україні став шостим з найбільш посушливих за останні три десятиріччя. При цьому на заході країни він виявився найпосушливішим, а на півночі – третім у рейтингу, поступившись 2010 та 1996 рокам.

Високі значення мінімальної температури та тривалий безморозний період привели до того, що у 2013 році в Україні відмічалась незначна кількість днів з сильним морозом. Ця тенденція найбільше проявилась у північних та східних областях, які, зазвичай, в Україні найхолодніші.

Перспективи подальших розвідок у цьому напрямку полягають у комплексній оцінці особливостей погодних умов кожного року в Україні та її регіонах, а саме: виявленні особливостей не лише термічного режиму, а й режиму зволоження, повторюваності, тривалості та локалізації небезпечних і стихійних гідрометеорологічних явищ. Важливим напрямком досліджень є вивчення механізмів, що впливають на зміну кліматичної системи та взаємозв'язки її компонентів, оцінка їх можливих змін на середньострокову та довгострокову перспективу, визначення ролі блокуючих процесів у формуванні аномалій температур, опадів, повторюваності екстремальних явищ погоди. Отримані дані дозволять уточнювати напрямок та масштаб зміни стану кліматичної системи та виявляти регіональні прояви цих змін. Регулярний аналіз та видання даної інформації дозволить сформувати оперативну систему моніторингу змін кліматичної системи в Україні.

Список літератури

1. *Настанова по службі* прогнозів та попереджень про небезпечні (НЯ) і стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) погоди. – Київ: УкрГМЦ, 2000, – 28 с.
2. *Обзоры погодно-климатических особенностей*, наблюдавшихся в Северном полушарии в 2001- 2014 гг. Гидрометцентр России [Електронний ресурс]. – Режим доступу : URL <http://www.meteoinfo.ru/climate>
3. *Огляди погоди* та стихійних метеорологічних явищ на території України. УкрГМЦ, 1971-2010р.
4. *Оперативный мониторинг* засух по наземным данным. Центр Мониторинга Засухи Межгосударственного Совета по гидрометеорологии Росгидромета [Електронний ресурс]. – Режим доступу : URL <http://www.agromet.ru/index.php?id=154>
5. *Оцінка впливу кліматичних змін* на галузі економіки України / С. М. Степаненко, А. М. Польовий, Є. П. Школьнік [та ін.] ; за ред. С. М. Степаненко, А. М. Польовий - Одеса : Екологія , 2011. - 696 с.
6. *Сезонные обзоры состояния* и тенденций изменения климата на территории СНГ:/ Северо-Евразийский климатический центр [Електронний ресурс]. – Режим доступу : URL : <http://seakc.meteoinfo.ru/climatemonitoring>.
7. *Assessment Reports 2013 №1-4* GEOGLAMCrop Monitor Assessments. [Електронний ресурс]. – Режим доступу : URL : <http://www.geoglam-crop-monitor.org/crop-monitor-assessments>
8. *Bulletin of the American Meteorological Society* – 2012.–Volume 94 –P.1824 — Режим доступу до журн. : <http://journals.ametsoc.org/loi/bams>
9. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. IPCC Working Group I

Contribution to AR5 [Электронный ресурс]: Approved Summary for Policymakers—
Режим доступа: <http://www.climate2013.org/spm>

10. *Monthly Global Climate Reports/NOAA's National Climatic Data Center (NCDC)* [Электронный ресурс]. – Режим доступа : URL : <http://www.ncdc.noaa.gov/climate-information/analyses/monthly-global-climate-reports>

Особенности термического режима 2013 года в Украине. Балабух В.А., Лавриненко Е.Н., Малицкая Л.В.

В статье освещены изменения термического режима в Украине на протяжении последних пятидесяти лет и выявлены его особенности в 2013 году на фоне процессов которые наблюдались в северном полушарии. Определен ранг метеорологических величин 2013 года и их аномалий за последние полвека в Украине и ее регионах. Установлено, что повышение температуры воздуха в Украине практически не вызывает сомнений. 2013 год оказался третьим в рейтинге самых теплых за последние 53 года. Особенностью термического режима 2013 года являются: высокие значения минимальной температуры, продолжительный безморозный период, период вегетации и летний сезон, значительное количество жарких дней и дней с благоприятными условиями для формирования атмосферной засухи. При этом на западе страны он оказался самым засушливым, а на севере - третьим в рейтинге, уступив 2010 и 1996 годам.

Ключевые слова: региональные изменения климата, изменение термического режима, рост температуры.

Features of the thermal regime of 2013 in Ukraine. Balabukh V., Lavrynenko E., Malitskaya L.

The article describes the thermal regime change in Ukraine over the past fifty years and its features in 2013. Rank meteorological variables defined in 2013 and their anomalies over the past half-century in Ukraine and its regions. Established that an increase in air temperature in Ukraine is virtually certain. 2013 was the third warmest in rankings in the last 53. Feature of the thermal regime in 2013 are: high values of minimum temperature, long frost-free period, growing season and the summer season a large number of hot days and days with favorable conditions for the formation of atmospheric drought. While in the west it was the most arid in the north – the third in the rankings, losing in 2010 and 1996 years.

Keywords: regional climate changes, thermal regime changes, the temperature rise.

УДК 551.534.7

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

Г.О. Боровська, к.з.н.

*Одеський державний екологічний університет***ЗМІНА ПОКАЗНИКІВ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ПОВІТРЯ
В УКРАЇНІ НА ПЕРІОД ДО 2030р.**

Розглядається порівняльна характеристика термічного режиму повітря в Україні на період до 2030 р. Очікується більш раннє настання дат переходу температури повітря через 0, 5, 10 і 15°C весною. Більш пізнє восени загальне зростання середньої температури, сум температур та їх амплітуд.

Ключові слова: зміна клімату, потепління, температура повітря, суми температур, амплітуда температури.

Вступ. Сучасний клімат характеризують високі темпи зміни глобального волого-температурного режиму в значній товщі атмосфери та збільшення повторюваності небезпечних явищ погоди, які завдають значного збитку суспільству. Тому ресурсний підхід до вивчення клімату та забезпечення гідрометеорологічної безпеки – базові умови у вирішенні життєзабезпечення в динамічно-стійкому суспільстві. За оцінками фахівців у найближчі роки зміна клімату буде спричиняти збільшення нестійкості атмосфери, що сприятиме зростанню таких екстремальних явищ як потужні повені, сильні зливи, буревії, засухи, аномальні коливання температури тощо.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка агро кліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та вплив цих змін на їхню продуктивність.

У зв'язку зі змінами глобального клімату та очікуваним подальшим потеплінням важливою ланкою цієї проблеми є те, що продовольча безпека України значною мірою буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до цих змін. Тому головною задачею сьогодення є оцінка агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та вплив цих змін на їх продуктивність. У зв'язку з цим надзвичайно важливим є вивчення сучасної динаміки волого-температурного режиму в Україні та оцінка її зміни на подальше майбутнє за сценаріями зміни клімату.

Основними агрокліматичними характеристиками теплового режиму є середня температура повітря за місяць, суми температур, дати переходу температури повітря через різні межі та амплітуда температури.

Матеріали і методи досліджень. Аналіз змін волого-температурного режиму виконувався за періоди: 1986-2005рр. (взятий за базовий період) за матеріалами, наведеними в [1], за період 2011-2030рр. за кліматичними сценаріями зміни клімату: «м'яким» *GFDL-30%* [3], «помірним» - *A1B*, «жорстким» - *A2* [4,5].

Для характеристики температурного режиму були використані:

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

Результати дослідження. В результаті проведених розрахунків нами була дана порівняльна характеристика змін температурного режиму повітря на території України. Полісся. За початок весни, зазвичай, береться дата стійкого переходу температури повітря через 0°C в бік підвищення температури повітря, а за початок зими - дата стійкого переходу температури повітря через 0°C в бік від'ємних температур.

Аналіз розрахунків за сценарієм *CFDL-30%* (табл. 1) показав, що в Поліссі навесні в період з 2011 по 2030 рр. перехід температури повітря через 0°C майже співпадатиме з датою переходу в базовий період, а за сценарієм *A2* наставатиме раніше на 4 дні. Особливо буде відрізнятися ця дата за сценарієм *A1B*, коли перехід температури повітря через 0°C навесні спостерігатиметься на 13 днів раніше середніх багаторічних термінів. Восени за усіма сценаріями перехід температури повітря через 0°C наставатиме пізніше – за сценаріями *A1B* та *A2* на 8 днів, за сценарієм *GFDL-30%* переходу температури повітря через 0°C не спостерігатиметься.

Таким чином, тривалість періоду з позитивними температурами за сценаріями *A1B* та *A2* збільшиться на 22 та 6 днів і становитиме 296 та 282 дні відповідно. Сума температур за період з позитивними температурами в середньому багаторічному за базовий період в Поліссі становить 3077°C. Розрахована сума температур за сценаріями становитиме (табл.2) за сценарієм *GFDL-30%* 4453°C, що на 1376°C вище суми температур базового періоду. Середня температура січня буде очікуватись на рівні 2,6°C, що на 5,6°C вище ніж за базовий період. Середня температура липня очікуватиметься на рівні середніх багаторічних і становитиме 19,2°C. Амплітуда температури зменшиться до 16,6°C проти 22,4°C в базовому періоді.

За сценаріями *A1B* та *A2* очікувані суми температур становитимуть 3356 та 3230°C, що відповідно на 279 та 157°C вище за середню багаторічну. Середня температура січня буде очікуватись на рівні -3,3 та -2,7°C відповідно, тобто буде близькою до значень середньої багаторічної. Середня температура липня за сценарієм *A1B* очікуватиметься на 0,2°C нижчою від середніх багаторічних і становитиме 19,0°C. Амплітуда температури зменшиться до 20,9°C проти 22,3°C в базовому періоді.

За сценарієм *A2* середня температура липня очікуватиметься 18,2°C, що нижче базової на 1,2°C. Зменшиться і амплітуда температури до 20,9°C.

Початок вегетації рослин в Поліссі (перехід температури через 5°C) за середніми багаторічними даними (тобто в базовий період) навесні спостерігається в першій декаді квітня, восени - наприкінці жовтня. За сценарієм *GFDL-30%* перехід температури повітря через 5°C навесні спостерігатиметься на цілий місяць раніше, тобто на початку першої декади березня, а восени - 13 листопада, що на 14 днів пізніше базового періоду. Середня багаторічна сума температур базового періоду становить 2861°C, за сценарієм *GFDL-30%* - 4170°C, що на 1309°C вище середніх багаторічних.

За сценарієм *A1B* початок вегетації в розрахунковий період відбуватиметься раніше середнього багаторічного на 9 днів навесні, тобто наприкінці березня і на 9 днів пізніше восени, тобто 11 листопада. Це приведе до того, що тривалість періоду вегетації збільшиться на 22 дні і становитиме 228 днів. Суми температур за період з температурами вище 5°C зростуть на 374°C і становитимуть 3235°C.

За сценарієм *A2* в Поліссі перехід температури повітря через 5°C спостерігатиметься навесні на 6 днів раніше, ніж в базовий період, а восени тільки на 2 дні пізніше. Тому і тривалість періоду за сценарієм *A2* буде меншою і становитиме 218 днів. За цей період накопичиться сума температур 3057°C, що вище суми базового періоду на 196°C.

В Поліссі перехід температури повітря через 10°C за сценарієм *GFDL-30%* весною слід очікувати в середині третьої декади березня, восени – в середині третьої декади жовтня. Тривалість періоду з температурами вище 10 °C становитиме 217 днів, тобто на 55 дні довше ніж в базовий період. Суми температур за цей період становитимуть 3766°C, що на 1104°C вище за суми температур базового періоду.

Таблиця 1- Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0, 5, 10, 15°C та тривалість періодів з цими температурами на території Полісся та Лісостепу України

Період	Дати переходу температури повітря через межі								Кількість днів з температурою повітря рівною або вищою за			
	Навесні				Восени							
	0 °C	5 °C	10 °C	15 °C	15 °C	10 °C	5 °C	0 °C	0 °C	5 °C	10 °C	15 °C
Полісся												
1986 – 2005	26.II	6.IV	22.IV	21.V	6.IX	1.X	29.X	26.XI	278	206	162	107
Сценарій GFDL-30 %												
2011 – 2030	25.II	4.III	25.III	25.IV	5.X	26.X	13.XI	-	343	254	217	163
Сценарій A1B												
2011 -2030	12.02	28.03	18.04	18.05	17.09	13.10	11.11	4.12	296	263	177	121
Сценарій A 2												
2011 – 2030	21.02	23.03	18.04	24.05	5.09	10.10	1.11	4.12	282	218	172	107
Лісостеп												
1986 – 2005	3.III	30.III	19.IV	17.V	9.IX	3.X	27.X	21.XI	265	212	168	115
Сценарій GFDL-30%												
2011 – 2030	23.II	3.III	24.III	25.IV	7.X	25.X	16.XI		346	257	215	164
Сценарій A1B												
2011 – 2030	6.03	8.04	28.04	25.05	28.09	20.10	19.11	6.12	284	225	175	126
Сценарій A 2												
2011 – 2030	28.02	25.03	18.04	25.05	5.09	20.10	4.11	27.11	272	225	185	103

Таблиця 2- Комплексні характеристики температурного режиму

Період	Сума активних температур вище					Температура повітря, °С		
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	-0 °С	січень	липень	амплітуда
Полісся								
1986–2005	3077	2861	2582	1902	-	-3,0	19,4	22,4
Сценарій GFDL-30%								
2011-2030	4453	4170	3766	3174	-	2,6	19,2	16,6
Сценарій А1 В								
2011–2030	3356	3235	2820	2389	-246	-3,3	19,0	22,3
Сценарій А2								
2011-2030	3230	3057	2715	2045	-224	-2,7	18,2	20,9
Лісостеп								
1986–2005	3227	3136	2817	2113		-3,4	20,4	23,7
Сценарій GFDL-30%								
	4772	4456	4073	3432	-	3,2	20,6	17,4
Сценарій А1 В								
2011–2030	3450	3351	2987	2389	-456	-5,4	20,5	25,9
Сценарій А 2								
2011–2030	3223	3151	2843	1843	-353	-4,2	18,3	22,5
Північний Степ								
1986–2005	3409	3356	3010	2372	-	-4,0	22,1	26,1
Сценарій GFDL-30%								
2011-2030	5116	4720	4372	3714	-	5,2	23,0	17,8
Сценарій А1 В								
2011–2030	3450	3354	2987	2389	-216	-2,7	21,5	24,2
Сценарій А 2								
2011–2030	3541	3366	2976	2182	-212	-1,2	19,7	20,9
Південний Степ								
1986–2005	3819	3690	3322	2707	-	-1,9	23,7	25,6
Сценарій GFDL-30%								
2011-2030	5766	5619	4924	4113	-0	7,0	24,1	17,1
Сценарій А1 В								
2011–2030	4971	4812	4340	3540	-19.5	2,5	24,4	21,9
Сценарій А 2								
2011–2030	4401	4201	3620	2905	-72	2,3	22,5	20,2

За сценарієм *A1B* перехід температури повітря через 10°C у Поліссі навесні буде на 4 дні, а через 15°C – на 3 дні раніше ніж в базовий період. Восени перехід через 10°C буде спостерігатись на 12 днів пізніше, а через 15°C – на 11 днів, що дозволить збільшитись тривалості періодів з цими температурами відповідно до 177 та 121 днів і накопичити суми температур 2820 та 2389°C, що вище сум температур за базовий період відповідно на 238 та 487°C.

Розрахунки за сценарієм *A2* показали, що перехід температури повітря через 10°C та 15°C весною буде спостерігатись на 4 дні раніше середніх багаторічних, а восени дата переходу температури повітря через 10°C спостерігатиметься на 9 днів пізніше середніх багаторічних, а перехід температури повітря через 15°C співпадатиме з середньою багаторічною датою. Тривалість періоду з температурами вище 10°C збільшиться на 10 днів і становитиме 172 дні, з температурами вище 15°C – 107 днів. Суми температур вище 10°C за цей період становитимуть 2715°C, а суми температур вище 15°C – 2045°C, що вище середніх сум за базовий період відповідно на 133 та 143°C.

В *Лісостеповій зоні* за сценарієм *GFDL-30%* перехід температури повітря через 0°C навесні буде спостерігатись 23 лютого, тобто на 7 днів раніше ніж в базовий період, восени перехід температури повітря через 0°C спостерігатись не буде (табл. 1). Тривалість періоду з позитивними температурами за цим сценарієм зросте до 346 днів, що на 81 день більше базового періоду. Сума температур становитиме 4772°C, що 545°C вище сум базового періоду. За цим сценарієм в січні буде очікуватись середня температура 3,2°C, що на 6,6°C вище температури в січні за базовий період. Середня температура липня очікуватиметься майже на рівні середніх багаторічних значень і становитиме 20,6°C. Амплітуда температури значно знизиться до 17,4°C.

За сценарієм *A1B* перехід температури повітря через 0°C навесні буде спостерігатись в строки близькі до таких же строків базового періоду. Восени строки переходу температури повітря через 0°C наставатимуть пізніше на 16 днів. Тривалість періоду з позитивними температурами зросте і становитиме 284 дні, що на 19 днів більше в порівнянні з базовим. Сума температур за період з позитивними температурами за сценарієм *A1B* зросте в період до 2030 року до 3450°C і перевищуватиме суму температур базового періоду на 279°C. Середня температура січня становитиме -5,4°C, що на 2°C нижче середньої багаторічної температури. Середня температура липня очікуватиметься 20,5°C, тобто на рівні середнього багаторічного значення. Амплітуда температури підвищиться до 25,9°C.

За сценарієм *A2* строки переходу температури повітря через 0°C навесні в *Лісостеповій зоні* наставатиме на 3 дні раніше середніх багаторічних значень, а восени – на 6 днів пізніше. Тривалість періоду зросте на 7 днів і становитиме 272 дні. Сума позитивних температур очікуватиметься на рівні 3223°C, що дорівнює сумам базового періоду. Середня температура січня очікується в межах – 4,2°C, що на 1,8°C нижче середньої багаторічної. Середня температура липня очікуватиметься нижчою від середньої багаторічної на 2,3°C і становитиме 18,3°C. Амплітуда становитиме 22,5°C.

За середніми багаторічними даними на території *Лісостепу* дата переходу температури повітря через 5°C спостерігалась наприкінці третьої декади березня весною та 27 жовтня восени (табл. 1). Тривалість періоду становила 212 днів. За сценарієм *GFDL-30%* дата переходу температури повітря через 5°C навесні спостерігатиметься 3 березня, тобто на 27 днів раніше базового періоду, восени - 16 листопада, що на 21 день пізніше ніж в базовий період. Таким чином, тривалість

періоду з температурою, вищою ніж 5°C, за сценарієм *GFDL-30%* становитиме 257 днів, що на 45 днів довше від середньої багаторічної.

За сценарієм *A1B* перехід температури через 5°C весною буде спостерігатись на 9 днів раніше, а восени 21 день пізніше, ніж в базовий період. Тривалість періоду становитиме 225 днів. За цей період накопичиться сума температур 3351°C, що на 215°C вище суми температур базового періоду.

За сценарієм *A2* перехід температури повітря через 5°C навесні буде спостерігатись на 5 днів раніше базового періоду, а восени на 7 днів пізніше. Тривалість періоду зросте в порівнянні з базовою і буде близькою до тривалості періоду, розрахованого за сценарієм *A1B* - 225 днів. За сценарієм *A2* сума температур зростатиме повільніше, ніж в базовий період і становитиме 3151°C, що всього на 15°C вище за суму температур базового періоду.

В Лісостеповій зоні дата переходу температури повітря через 10°C навесні за сценарієм *GFDL-30%* буде спостерігатись всередині третьої декади березня, що на 25 днів раніше середньої багаторічної дати (19 квітня), восени - 25 жовтня, тобто на 22 дні пізніше середньої багаторічної. Тривалість періоду з температурами вище 10°C зросте і становитиме 215 днів, що на 47 днів довше від середньої багаторічної. Сума температур становитиме 4073°C, що в порівнянні з середньою багаторічною (2018°C) вище на 2055°C.

За сценарієм *A1B* дата переходу температури повітря через 10°C буде спостерігатись у середньому за період 2011 – 2030 рр. на 9 днів пізніше базового періоду. Восени ця дата буде спостерігатись теж пізніше базового періоду на 17 днів, що продовжить очікувану тривалість періоду з температурами повітря вище 10°C до 175 днів, а це порівняно із середніми багаторічними значеннями на 7 днів довше. Очікувана сума температур за період з температурами вище 10°C буде майже на рівні середньої багаторічної і становитиме 2987°C.

За сценарієм *A2* дати переходу температури повітря через 10°C за розрахунковий період майже не будуть відрізнятись навесні від середніх багаторічних. Восени дата переходу в розрахунковий період настане на 17 днів пізніше, тривалість періоду буде становити 185 днів. Суми температур за сценарієм *A2* очікуються на рівні середніх багаторічних і становитимуть 2843°C.

В Лісостеповій зоні за сценарієм *GFDL-30%* дата переходу температури повітря через 15°C навесні буде спостерігатись на місяць раніше від середньої багаторічної, восени – на місяць пізніше. Тривалість періоду з температурами вище 15°C становитиме 164 дні, що на 57 днів довше за середню багаторічну. Суми температур очікуються на рівні 3432°C, що на 1399°C вище від середньої багаторічної.

За сценаріями *A1B* та *A2* навесні дата переходу температури повітря через 15°C спостерігатиметься на вісім днів раніше базової, в середині третьої декади травня. Восени за сценарієм *A1B* перехід температури повітря через 15°C спостерігатиметься на 19 днів пізніше базового періоду, а за сценарієм *A2* - на 4 дні раніше. Очікувана тривалість періоду за першим сценарієм буде 126 днів, за другим – 103 дні, що на 11 днів більше базового періоду, а за сценарієм *A2* тривалість періоду буде менше тривалості базового періоду на 12 днів. Очікувані суми температур в Лісостеповій зоні за першим сценарієм становитимуть 2389°C, що вище сум базового періоду на 276°C. За сценарієм *A2* очікувані суми температур становитимуть 1843°C, що на 270°C нижче сум базового періоду і на 546°C нижче сум, визначених за сценарієм *A1B* (табл. 2).

В Північному Степу за сценарієм *GFDL-30%* перехід температури повітря через 0°C спостерігатись не буде впродовж року (табл. 3). Сума позитивних температур буде очікуватись на рівні 5116°C, що на 1707°C вище сум температур базового періоду. Середня температура січня становитиме 5,2°C, що на 9,2°C вище, від середньої

багаторічної. Середня температура липня буде вищою за середню багаторічну і становитиме 23°C. Амплітуда температур зменшиться до 17,8°C проти 26,1°C за середніми багаторічними даними.

За сценарієм *A1B* дата переходу температури повітря через 0°C весною наставатиме раніше на 7 днів, восени – пізніше на 10 днів, через що тривалість періоду з позитивними температурами збільшиться на 18 днів і становитиме 278 днів. Зростання тривалості періоду спричинить і підвищення сум температур на до 3450°C (базова 3409°C). В цій зоні середня температура січня очікуватиметься на рівні – 5,4°C, буде вищою в порівнянні з базовим періодом на 1,3°C. Температура липня буде нижчою, ніж в липні базового періоду на 0,6°C, а амплітуда температур меншою на 1,9°C і становитиме 24,2°C.

За сценарієм *A2* навесні дата переходу температури через 0°C в Північному Степу наставатиме раніше на 13 днів, восени пізніше - на 10 днів. Тривалість періоду з позитивними температурами буде 284 дні, тобто на 24 дні довше тривалості базового періоду і на 6 днів довше ніж за сценарієм *A1B*. Суми температур зростуть до 3541°C, що вище базової суми на 132°C (табл.2). Температура повітря в січні за сценарієм *A2* буде вищою від температури січня базового періоду на 2,8°C, а в липні нижчою на 2,4°C. Амплітуда температур зменшиться до 20,9°C і буде меншою від базової на 5,2°C.

В *Північному Степу* перехід температури через 5°C в середньому багаторічному спостерігається на початку квітня (табл. 3).

За сценарієм *GFDL-30%* перехід температури повітря через 5°C буде спостерігатись в останні дні лютого, що майже на місяць раніше середнього багаторічного. Восени ця дата буде спостерігатись на 25 днів пізніше, ніж в базовий період. Тривалість періоду збільшиться на 47 днів і становитиме 272 дні. Сума температур очікуватиметься на 1364°C вищою і становитиме 4270°C (табл. 2). За цим сценарієм середня температура січня становитиме 5,2°C, що на 9,2°C вище середньої багаторічної. Середня температура липня становитиме 23,0°C. Амплітуда температур зменшиться до 17,8°C (базова 26,1°C).

За сценарієм *A1B* у 2011 – 2030 рр. дата переходу температури повітря через 5°C буде спостерігатись на початку третьої декади березня (23.03), тобто на 7 днів раніше. Восени буде очікуватись на початку другої декади листопада (13.11), тобто на 13 днів пізніше, ніж в базовий період. Тривалість періоду з температурами повітря вище 5°C у 2011 – 2030 рр. становитиме 223 дні, тобто на 49 днів коротше, ніж за першим сценарієм. За цей період у зв'язку зі зниженням температур в літні місяці накопичиться сума температур така ж, як і в базовий період - 3354°C.

За сценарієм *A2* відхилення дати переходу температури через 5°C навесні будуть такими ж, як і за сценарієм *A1B*. Тривалість періоду і сума температур теж будуть близькими до значень за сценарієм *A1B*.

Перехід температури повітря через 10°C в Північному Степу за сценарієм *GFDL-30%* навесні за розрахунками буде спостерігатись 17 березня, тобто на місяць раніше, ніж в базовий період. Восени теж перехід буде спостерігатись на місяць пізніше, через що тривалість періоду збільшиться на 41 день і становитиме 226 днів. Сума температур за цей період буде очікуватись на рівні 4924°C, що на 1262°C вище, ніж за базовий період.

За сценарієм *A1B* в зоні Південного Степу дата переходу температури повітря через 10°C навесні спостерігатиметься майже на 20 днів раніше, а восени – на 7 днів пізніше. Це збільшить вегетаційний період з температурами вище 10°C до 200 днів, тобто на 14 днів більше, ніж в базовий період і на 26 днів менше, ніж за першим

Таблиця 3- Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0, 5, 10 ,15 °С та тривалість періодів з цими температурами на території Степу України

Період	Дати переходу температури повітря через межі								Кількість днів з температурою повітря рівною або вищою за			
	Навесні				Восени							
	0°C	5°C	10°C	15°C	15°C	10°C	5°C	0°C	0°C	5°C	10°C	15°C
Північний Степ												
1986 – 2005	6.III	1.IV	17.IV	15.V	15.IX	7.X	30.X	21.XI	260	213	173	123
Сценарій <i>GFDL-30%</i>												
2011 – 2030	-	27.II	17.III	24.IV	24.X	11.XI	25.XI		365	272	226	174
Сценарій A1 B												
2011 – 2030	27.02	23.03	11.04	11.05	24.09	23.10	13.11	1.12	278	223	194	135
Сценарій A 2												
2011 – 2030	21.02	20.03	13.04	18.05	13.09	9.10	2.11	1.12	284	226	177	119
Південний Степ												
1986 – 2005	19.02	21.03	15.04	12.05	25.09	19.10	11.11	3.12	287	236	186	136
Сценарій <i>GFDL-30%</i>												
2011 – 2030		15.II	9.III	24.IV	28.X	25.XI	15.XII		365	304	247	183
Сценарій A1B												
2011 - 2030	8.02	20.02	2.04	3.05	17.10	12.11	6.12	11.12	307	258	198	143
Сценарій A 2												
2011 – 2030	14.02	1.03	8.04	13.05	6.10	26.10	25.11	9.12	300	248	200	145

сценарієм. Сума температур вище 10°C у порівнянні з базовим періодом вище на 1022°C і на 240°C менше, чим за першим сценарієм. Вона може становитиме 4360°C .

За сценарієм *A2* перехід температури повітря через 10°C навесні і восени очікуватиметься в терміни, близькі до термінів за сценарієм *A1B*. Тривалість періоду буде на 4 дні більша, ніж за сценарієм *A1B*.

Дата переходу температури повітря через 15°C в Північному Степу за сценарієм *GFDL-30%* навесні буде спостерігатись на 22 дні раніше середньої багаторічної - 24.квітня. Восени - на 39 днів пізніше – 24 жовтня (середня багаторічна – 15 вересня). Тривалість періоду становитиме 174 дні, що майже на 50 днів довше, ніж в базовий період. Сума температур очікуватиметься на рівні 3714°C , тобто на 1432°C вище, ніж в базовий період.

В Північному Степу дати переходу температури повітря через 15°C за сценаріями *A1B* та *A2* будуть наставати пізніше середніх багаторічних значень, відповідно на 4 та два дні. Восени за сценарієм *A1B* дата переходу температури повітря через 15°C спостерігатиметься на 9 днів пізніше базового періоду, а за сценарієм *A2* – на два дні раніше. Тривалість періоду становитиме відповідно 135 та 119 днів. Очікувані суми температур за першим сценарієм становитимуть 2389°C , що незначно перевищуватиме суму температур базового періоду, а за другим – 2182°C , що менше сум базового періоду на 190°C .

У Південному Степу за сценарієм *GFDL-30%* відзначатиметься найвищий рівень температурного режиму. Впродовж року в період 2011-2030pp перехід температури повітря через 0°C не спостерігатиметься. Сума позитивних температур буде вище суми базового періоду на 1947°C і становитиме 5766°C . Середня температура січня за цим сценарієм становитиме $7,0^{\circ}\text{C}$, що на $8,9^{\circ}\text{C}$ вище значення базового періоду. Середня температура липня очікуватиметься $24,1^{\circ}\text{C}$, що на $0,4^{\circ}\text{C}$ вище середньої багаторічної. Амплітуда температури очікується $17,1^{\circ}\text{C}$, що на $8,4^{\circ}\text{C}$ нижче середньої багаторічної.

За сценарієм *A1B* весною дата переходу температури повітря через 0°C в середньому за 2011-2030 pp. наставатиме на 9 днів раніше, восени - на 8 днів пізніше, що збільшить тривалість періоду з позитивними температурами на 20 днів (307 днів) в порівнянні з базовим періодом. Сума температур за цей період зросте до 4971°C , що перевищуватиме суму температур базового періоду на 1152°C . Середня температура січня очікується на $4,4^{\circ}\text{C}$ вищою ніж середня багаторічна і становитиме $2,5^{\circ}\text{C}$ (січень базового періоду – $1,9^{\circ}\text{C}$). Температура липня очікується на рівні $24,4^{\circ}\text{C}$, що на $0,7^{\circ}\text{C}$ вище базової. Амплітуда температур зменшиться до $21,9^{\circ}\text{C}$, що на $3,7^{\circ}\text{C}$ нижче в порівнянні з базовим періодом.

За сценарієм *A2* відхилення дати переходу температури повітря через 0°C будуть дещо меншими і становитимуть весною 5 днів, восени – 6 днів, що збільшить тривалість періоду на 13 днів і вона становитиме 300 днів. Сума температур зросте до 4400°C , що буде вище суми температур базового періоду на 582°C . Амплітуда температур зменшиться до $20,2^{\circ}\text{C}$.

Перехід температури повітря через 5°C за сценарієм *GFDL-30%* навесні буде спостерігатись на 35 днів раніше базового періоду, тобто 15 лютого, восени - на 26 днів пізніше. Тривалість періоду становитиме 304 дні, що на 126 днів більше середньої багаторічної. За цей період має накопичитись сума температур 5766°C , що на 1953°C вище сум температур базового періоду.

За сценарієм *A1B* в зоні Південного Степу дата переходу температури повітря через 10°C навесні спостерігатиметься майже на 20 днів раніше, а восени – на 7 днів пізніше ніж за базовий період. Це збільшить вегетаційний період з температурами вище 10°C до 200 днів, тобто на 14 днів більше, ніж за базовий період. В період 2011 - 2030

рр. різко підвищиться сума температур вище 10°C в порівнянні з базовим періодом і становитиме 4360 °С, що вище базової суми на 1022 °С.

Якщо проаналізувати розрахунки щодо дати переходу температури повітря через 15°C у період 2011 – 2030 рр. навесні за сценарієм *GFDL-30%*, то можна сказати, що вона наставатиме на 16 днів раніше, восени – на 35 днів пізніше, ніж в базовий період. Тривалість періоду зросте з 136 днів до 183 днів. Сума температур зросте з 2707°C до 4133°C.

За сценаріями *A1B* настання очікуваної дати переходу температури повітря через 15°C навесні буде 3 травня, що на 9 днів раніше середньої багаторічної дати. Що стосується осінньої дати переходу температури повітря через 15°C, то вона наставатиме у другій декаді жовтня, що пізніше середньої багаторічної на 22 дні. Тривалість періоду становитиме 143, що на 7 днів довше, ніж в базовому періоді.

За сценарієм *A2* терміни переходу температури повітря через 15°C навесні співпадають з такою датою базового періоду. Восени на 7 днів пізніше середньої багаторічної. Тривалість періоду з температурами вище 15°C становитиме 145 днів, що на 13 днів більше базової .

Сума температур очікуватиметься 2905°C, що вище базової суми на 198°C.

Висновки. Розрахунки показали, що за всіма сценаріями в період 2011 – 2030 рр. очікуватиметься підвищення температурного режиму по всіх зонах України. Особливо різке підвищення температури прогнозується за сценарієм *GFDL-30%*. За сценаріями *A1B* та *A2* у більшості випадків показники термічного режиму співпадають і будуть значно нижчі, ніж за сценарієм *GFDL-30%*. Особливі відчутні відмінності в значенні очікуваних середніх температур січня. За сценаріями середня температура січня підвищиться від 0,3°C до 8,9°C.

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. *Оцінка впливу кліматичних змін* на галузі економіки України. /За ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового. – Одеса: Екологія. 2011. – 694 с.
3. *Україна та глобальний парниковий ефект.* Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату /За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової – Київ: 1998. – 208 с.
4. *Jacob, D., V.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang:* A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P.61-73.
5. *Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. 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.

Изменение показателей термического режима воздуха в Украине на период до 2030 г.

Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А., Боровская Г.А.

Рассматривается сравнительная характеристика термического режима воздуха в Украине на период до 2030 г. Ожидается более раннее наступление дат перехода температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15 С весной. Более позднее осенью, общий рост средней температуры, сумм температур, их амплитуд.

Ключевые слова: изменение климата, потепление, температура воздуха, суммы температур, амплитуда температуры.

The change of parameters of the thermal regime of air in Ukraine for the period until 2030

Polevov A., Bozko L., Dronova E, Borovska G.O.

The comparative characteristics of the thermal regime of the air in Ukraine for the period until 2030 years are considered. Early onset dates transition temperature at 0, 5, 10 and 15 C in the spring is expecting. Later in the fall, the overall increase in average temperature, total temperature and their amplitudes.

Keywords: climate change, warming, air temperature, amount of temperature, temperature amplitude

УДК. 519.711.3:633.1:581.036.5

А.М. Польовий¹, д.г.н., Д.В. Блицик¹, П.О. Феоктістов², к.б.н.

¹Одеський державний екологічний університет

²Селекційно-генетичний інститут – Національний центр насіннєзнавства та сортовивчення

ДИНАМІЧНА МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ ЗИМОСТІЙКОСТІ РОСЛИНАМИ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДЕННОГО СТЕПУ УКРАЇНИ

Представлені результати дослідження блоку динамічної моделі формування зимостійкості рослинами озимої пшениці у Південному Степу України на прикладі Одеської області. Ідентифіковані параметри блоку моделі формування зимостійкості рослинами озимої пшениці за даними лабораторно-польових експериментальних досліджень динаміки агробіологічних показників. Отримана модель описує процес загартування рослин озимої пшениці під впливом агрометеорологічних умов осінне-зимового періоду і може використовуватись для прогнозу їх перезимівлі як для конкретного поля, так і для Південного Степу України. Помилка між розрахованими модельними значеннями та фактичними даними, визначеними в ході лабораторно-польових експериментальних досліджень на дату припинення вегетації становить 7%.

Ключові слова: математична модель, озима пшениця (*Triticum aestivum* L.), зимостійкість.

Вступ. Математичні моделі можуть стати ефективним засобом інтеграції великого комплексу теоретичних уявлень про життєдіяльність агроєкосистем. Істотний інтерес, що спостерігається останнім часом до проблем моделювання агроценозів, пов'язаний також із зростанням практичного значення моделей [1].

Динамічні моделі росту та розвитку сільськогосподарських культур ґрунтовані на уявленнях, як біологічні процеси взаємодіють між собою та з навколишнім середовищем, і об'єднують в собі математичні представлення основних фізіологічних процесів, що відбуваються в рослинах. Кожна з моделей, що розроблена для багатьох культур, є унікальною за рядом процесів, які лежать в її основі [21].

Використання динамічних моделей для прогнозування фенології культур має декілька проблем. По-перше, більшість існуючих моделей недостатньо глибоко імітують фізіологічні процеси, що лежать в основі фенології рослин. По-друге, моделі акцентують увагу на сортах та агрометеорологічних умовах певного регіону, для якого вони були розроблені, і не можуть давати задовільних результатів при застосуванні цих же моделей для нових територій [27]. На жаль, більшість доступних моделей не знайшли практичного використання через складність визначення параметрів тих фізіологічних процесів, що використовуються для розрахунку моделі.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Протягом останніх 20 років для пшениці було розроблено понад 70 моделей, що імітують зміни продуктивності культури у відповідь на вплив факторів навколишнього середовища [21, 22, 25, 26]. Однак нараховується менше 20 моделей, які орієнтовані на моделювання перебігу фізіологічних процесів в рослинному організмі [23, 24].

Одним з основних процесів, що зумовлює майбутній врожай озимої пшениці, є загартування рослин до несприятливих умов зимівлі. Незважаючи на суттєві досягнення у дослідженнях морозостійкості озимої пшениці, лише незначна кількість моделей присвячена впливу генетичних та екологічних факторів на зимівлю рослин [1, 16, 17, 19, 26], що пов'язано з дуже високою складністю перебігу фізіологічних процесів в рослинному організмі і/або сукупністю екологічних факторів, які беруть участь в акліматизації рослин до дії низьких температур [15, 20].

За даними Національної академії аграрних наук України, якщо в 80-х роках ХХ ст. реалізація генетичного потенціалу була на рівні 50 % від потенційної врожайності озимої пшениці, то в останнє десятиріччя рівень реалізації її генетичного

потенціалу у виробничих умовах коливається в межах від 25 до 35 %. Однією з причин такого становища є суттєве зростання рівня потенційної продуктивності сучасних сортів на тлі відсутності зростання рівня стійкості рослин озимої пшениці до несприятливих умов зимівлі.

Оцінка стану озимих культур протягом зимівлі та прогнозування потенційної здатності рослин протистояти несприятливим агрометеорологічним факторам зимового періоду є важливою складовою економічного планування в аграрному секторі виробництва. В Україні середня площа посівів озимих культур, які останнім часом підлягають пересіву після загибелі під впливом несприятливих умов перезимівлі, становить близько 1,5 млн. га [6]. Розробка математичних моделей прогнозування перезимівлі посівів озимих культур дасть можливість приймати обґрунтовані рішення щодо подальшого ефективного використання матеріально-технічних ресурсів як на рівні окремих господарств, так і цілих регіонів.

Метою роботи є розробка блоку динамічної моделі формування зимостійкості для рослин озимої пшениці у Південному Степу України.

Матеріали та методи дослідження.

1. Вихідний матеріал.

Об'єктами дослідження були 5 сортів озимої пшениці: Одеська 16, Одеська 267, Антонівка, Альбатрос одеський та Струмок, що були висіяні на полях Селекційно-генетичного інституту – Національного центру насіннезнавства та сортовивчення 25 вересня 2013 року. Повторність у дослідах трикратна, площа посівної ділянки – 2 м². Сівба здійснювалась протруєним насінням сівалкою Дунаєвського на базі трактора Т-16. Восени здійснювалось підживлення рослин N₄₀P₄₀K₄₀ нітроамофоски [6].

Після появи першого листка, відбирались проби раз на добу по 20 рослин кожного сорту для визначення агробіологічних характеристик (висота рослин, глибина залягання вузла кущіння, площа листя, кількість пагонів кущіння, коренева система) та динаміки вмісту цукрів у вузлах кущіння. Вміст цукрів в рослинах озимої пшениці визначали антроновим методом [11]. Площа листків визначалася планіметричним методом за допомогою електронного пристрою – планіметра [9].

2. Опис моделі.

Динамічна модель формування зимостійкості створена на основі моделі впливу агрометеорологічних умов на ріст, розвиток і формування врожаю озимої пшениці В.С. Антоненко [1]. Вхідні дані для моделі були взяті в Одеському гідрометеорологічному інституті по станції Одеса. Модель має добовий часовий крок. В основі моделі лежать чотири основних погодних змінних: максимальна, середня та мінімальна добова температура, добове надходження сонячної радіації, запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0-20 см та добова сума опадів. Модель реалізована на ПК за допомогою мови програмування Fortran.

Відомо, що в основі наукових уявлень про природу морозостійкості рослин лежить теорія загартування І.І. Туманова [10]. Для набуття властивостей зимостійкості рослини озимої пшениці повинні пройти два етапи підготовки: першу і другу фази загартування.

У другу половину осені, внаслідок зниження середньодобового рівня термічного режиму, відбувається зрушення температурного оптимуму фотосинтезу в бік нижчих температур. Відомо, що фотосинтез озимої пшениці відбувається і при температурах повітря -6...-8°C, причому зниження температурного мінімуму цього процесу зумовлюється морозостійкістю рослин [1, 8]. У вечірні, нічні та ранкові години, при зниженні температури повітря, надлишок продуктів фотосинтезу, що утворюється та не використовується на ростові процеси, спричиняє утворення, та накопичення вуглеводів у листках та вузлах кущіння рослин озимої пшениці [1, 10].

Процес утворення розчинних цукрів у вузлах кушіння рослин озимої пшениці визначається за рівняннями типу Міхаеліса-Ментен:

$$\frac{dCS_{B.K.}}{dt} = \frac{\frac{dCS_{B.K.}^{pot}}{dt} * mc_{Pss} * K_{B.K.}^{M-M}}{\frac{dCS_{B.K.}^{pot}}{dt} + (mc_{Pss} * K_{B.K.}^{M-M})} * 1000, \quad (1)$$

де $\frac{dCS_{B.K.}}{dt}$ – швидкість утворення цукрів у вузлах кушіння, мг*г/д;

$\frac{dCS_{B.K.}^{pot}}{dt}$ – потенційна швидкість утворення цукрів у вузлі кушіння, мг/д;

$K_{B.K.}^{M-M}$ – константи Міхаеліса-Ментен для вузла кушіння, мг/г.

Враховуючи дані І.І. Туманова про те, що інтенсивне накопичення цукрів восени найбільш інтенсивно відбувається в сонячні дні, навіть при температурах повітря вище 10-15°C [10], були введені розраховані експериментальним шляхом коефіцієнти накопичення розчинних вуглеводів у вузлах кушіння рослин озимої пшениці. Для спрощення розрахунків, інтенсивність сонячного сйва була умовно виражена коефіцієнтами від 0 до 2, де: хмарно = 0, сонячно = 2. В моделі початкова сума розчинних цукрів становить 5% від сухої маси рослин озимої пшениці.

Тому, формула для розрахунку суми розчинних цукрів має такий вигляд:

$$\text{Якщо } ss(j) = 0, \text{ то } SmCS_{B.K.} = (SmCS_{B.K.} + \frac{dCS_{H333}}{dt}) - 1.5, \quad (2)$$

$$\text{Якщо } ss(j) = 1, \text{ то } SmCS_{B.K.} = (SmCS_{B.K.} + \frac{dCS_{H333}}{dt}) + 0.5, \quad (3)$$

$$\text{Якщо } ss(j) = 1.2-1.4, \text{ то } SmCS_{B.K.} = (SmCS_{B.K.} + \frac{dCS_{H333}}{dt}) + 1.3, \quad (4)$$

$$\text{Якщо } ss(j) = 1.6-1.9, \text{ то } SmCS_{B.K.} = (SmCS_{B.K.} + \frac{dCS_{H333}}{dt}) + 1.7, \quad (5)$$

$$\text{Якщо } ss(j) = 0, \text{ то } SmCS_{B.K.} = (SmCS_{B.K.} + \frac{dCS_{H333}}{dt}) + 2.0. \quad (6)$$

Надлишок продуктів фотосинтезу визначають як різницю

$$\frac{dm_{Pss}}{dt} = \Phi^j - (G_{H333}^{max} + G_{H333}^{max}), \quad (7)$$

де $\frac{dm_{Pss}}{dt}$ – надлишок продуктів фотосинтезу, що утворюється після задоволення потреб підземної та надземної частин рослин у асимілятах, г*м²;

Φ^j – фотосинтез, г*м²/д;

Концентрація виникаючих резервних продуктів фотосинтезу визначається як відношення

$$mC_{рез} = \frac{m_{рез}}{M}, \quad (8)$$

де $mC_{рез}$ – концентрація резерву продуктів фотосинтезу в рослинах;
 M – маса рослин, г*м².

За даними А.А. Шиголева [13] для проходження періоду сходи-початок кущіння необхідна сума ефективних температур повітря, що дорівнює 67°C. Концентрація виникаючих резервних продуктів фотосинтезу $mC_{рез} = 0$, якщо значення суми ефективних температур менше 67°C.

Кількість продуктів фотосинтезу порівнюється з максимально можливою величиною приросту надземної і підземної біомаси рослин. Приріст маси надземної і підземної частини рослин визначається як:

$$\frac{dm_{назе}}{dt} = \begin{cases} G_{назе}^{max}, \text{ якщо } \Phi^J > G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max} \\ \left(\frac{G_{назе}^{max}}{G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max}} \right) * \Phi^J - \frac{dR_{назе}}{dt}, \text{ якщо } \Phi^J < G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max} \end{cases}, \quad (9)$$

$$\frac{dm_{підзе}}{dt} = \begin{cases} G_{підзе}^{max}, \text{ якщо } \Phi^J > G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max} \\ \left(\frac{G_{підзе}^{max}}{G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max}} \right) * \Phi^J - \frac{dR_{підзе}}{dt}, \text{ якщо } \Phi^J < G_{назе}^{max} + G_{підзе}^{max} \end{cases}, \quad (10)$$

де $\frac{dm_{назе}}{dt}$ та $\frac{dm_{підзе}}{dt}$ – приріст маси надземної і підземної частин рослин відповідно;
 $G_{назе}^{max}$ та $G_{підзе}^{max}$ – максимально можлива величина приросту надземної і підземної частин рослин в даних умовах відповідно;
 $\frac{dR_{назе}}{dt}$ та $\frac{dR_{підзе}}{dt}$ – дихання надземної і підземної частин рослин відповідно.

Результати досліджень та обговорення. Згідно літературних даних, рослинам озимої пшениці для формування восени 2-4 пагонів кущіння та найбільшої морозостійкості на півдні України необхідно 50-65 днів при сумі середньодобових температур 500-550°C [12].

За температурних умов 2013-2014 року, припинення осінньої вегетації озимої пшениці спостерігалось 26 листопада, при переході середньодобової температури через +5 °C. За умов сівби озимої пшениці 25 вересня, сума активних температур за період сівба-припинення осінньої вегетації становила 612,8 °C, а тривалість періоду становила 63 дні.

Формування біомаси в осінній період за рахунок кущистості, а не висоти, є одним із показників морозостійкості сортів [7]. Висота рослин на момент припинення осінньої вегетації становила 29 см (табл.1). Кількість корінців первинної кореневої системи в середньому становила 4-5 шт. на рослину. Поява вторинної кореневої системи та пагонів кущіння спостерігалась 13 листопада. На дату припинення осінньої вегетації рослини озимої пшениці утворили 4 пагони кущіння (табл.1). Згідно вимірювань, площа листя рослин на момент припинення осінньої вегетації в середньому становила 513 см² на одну рослину (табл.1).

Одним з важливих чинників, що впливає на стійкість рослин до несприятливих умов зими, є глибина закладання вузла кущіння. За оптимальних строків сівби та агрометеорологічних умов вегетаційного періоду, вузол кущіння розміщується на глибині 2-4 см [5, 6]. Глибина залягання вузла кущіння за результатами вимірювань складає 3,5 см на кінець припинення осінньої вегетації (табл.1).

Таблиця 1 – Формування надземної маси рослин по п'яти сортах озимої пшениці

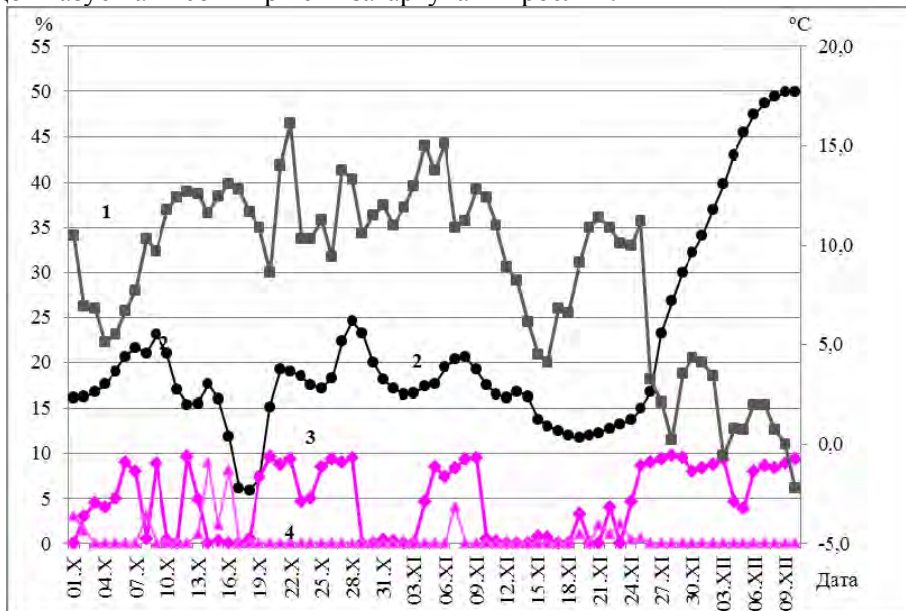
Дата відбору	Висота рослин, см	Глибина залягання вузла кущіння, см	Коефіцієнт кущіння	Площа листя, см ² /росл.
10.X	16.8	2.7	1.0	60
20.X	19.8	2.9	1.2	69
31.X	22.1	3.1	2.3	158
10.XI	23.8	3.3	3.0	212
20.XI	26.3	3.4	3.7	277
30.XI	29.2	3.5	4.3	513
10.XII	30.2	3.6	4.6	513

На рис. 1 наведено середні значення динаміки вмісту розчинних цукрів у вузлах кущіння рослин озимої пшениці в залежності від температурного чинника та рівня освітленості.

Як показали наші дослідження, значний вплив на вміст цукрів у вузлах кущіння рослин озимої пшениці має рівень освітлення, оскільки спостерігається збільшення вмісту цукрів до переходу середньодобової температури через +5°C у сонячні дні. Наприклад, з 3 по 7 жовтня та з 25 по 28 жовтня, коли інтенсивність сонячного сяйва була високою, сума розчинних цукрів збільшувалась відповідно від 17 до 22 % та від 17 до 25 % (рис.1).

За наявності опадів та суцільної хмарності 10 і 11 жовтня, сума цукрів в рослинах значно зменшилась з 23 до 17 %; з 14 по 18 жовтня сума цукрів зменшилась на 11 % (величина вмісту вуглеводів зменшилась від 17 до 6 %). При частковій хмарності 23 і 24 жовтня та 15 і 16 листопада, вміст розчинних вуглеводів зменшився на 1 % (рис.1).

В рік проведення досліджень, умови для проходження першої фази загартування були досить сприятливими. При переході середньодобової температури повітря через +5°C у бік зниження, що спостерігався 26 листопада, відбувалось суттєве підвищення вмісту цукрів у вузлах кущіння рослин озимої пшениці. За літературними даними, при нормальному рівні загартування вміст цукрів сягає 32-35 % [2]. В наших дослідженнях вміст розчинних вуглеводів у вузлах кущіння від дати припинення осінньої вегетації збільшився з 17 % до 50 % від сухої маси, що вказує на високий рівень загартування рослин.



1 – середньодобова температура (права вісь ординат); 2 - динаміка вмісту розчинних цукрів у вузлах кущіння; 3 – число годин сонячного сяйва; 4- сума опадів

Рис. 1 – Осереднена динаміка вмісту суми розчинних цукрів (% сухої речовини) у вузлах кущіння рослин озимої пшениці за результатами польового експерименту.

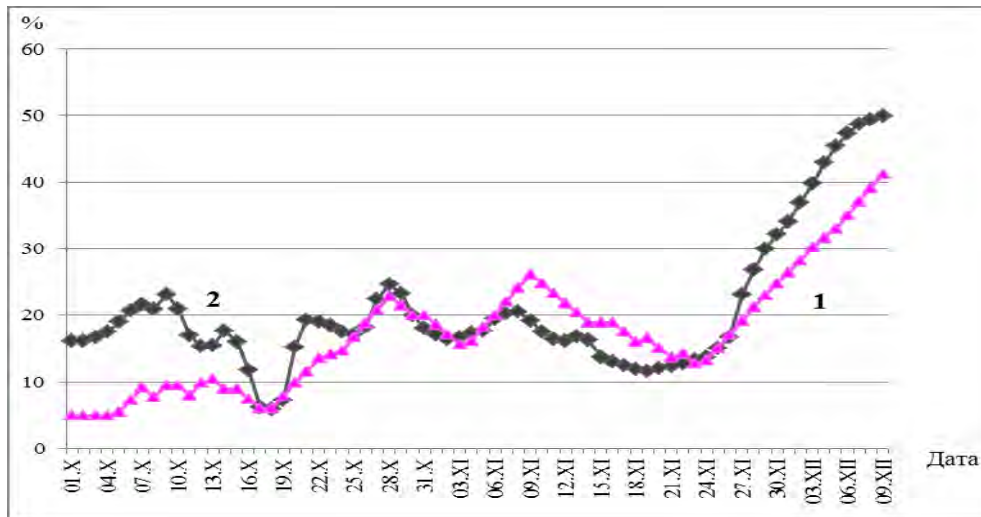


Рис. 2 – Змодельована (1) та фактична (2) динаміка вмісту розчинних цукрів у вузлах куштиння рослин озимої пшениці.

Початкова відмінність у кількості цукрів між фактичними та модельними значеннями пов'язана з раннім початком добору рослин, що не перейшли на автотрофне живлення. Враховуючи одержані дані, пропонуємо добирати дослідні рослини з початку появи другого листа (рис.2).

Висновки. На основі ідентифікованих параметрів оптимізовано блок формування зимостійкості рослинами озимої пшениці динамічної моделі для території Південного Степу України. Досліджено вплив температури повітря, опадів та інтенсивності сонячного сяйва на накопичення вуглеводів у вузлах рослин озимої пшениці під час загартування. В першу фазу загартування значний вплив на накопичення розчинних вуглеводів має інтенсивність сонячного сяйва вдень та знижені позитивні температури вночі. Одержані результати дозволяють спрогнозувати суму розчинних вуглеводів у вузлах рослинах озимої пшениці під впливом агрометеорологічних умов на дату припинення осінньої вегетації. Помилка між розрахованими модельними значеннями та фактичними даними, визначеними в ході лабораторно-польових експериментальних досліджень на дату припинення вегетації (26 листопада), становить 7 %.

Список літератури

1. Антоненко В.С. Динамическое моделирование роста, развития и формирования продуктивности озимой пшеницы. – К.: «АртЭк», 2002. – с.64.
2. Литвиненко М.А. Удосконалення програми селекції сортів озимої м'якої пшениці універсального типу для умов півдня України у зв'язку зі змінами клімату // Зб. наук. праць СГІ-НЦНС. - Вип. 16 (56). – Одеса, 2010. – С. 9-22.
3. Мойсейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Л.: Гидрометиздат, 1975. – 295 с.
4. Нетіс І.Т. Пшениця озима на півдні України: Монографія. – Х.: Олдіплюс, 2011.- 352 с.
5. Носатовский А.И. Пшеница / А.И. Носатовский// Биология. – 2-е изд., доп. – М.: Колос, 1965. – 568 с.
6. Орлюк А.П., Гончарова К.В. Адаптивний і продуктивний потенціали пшениці. – Х.: Айлант, 2002. – 263 с.
7. Панкєєв С.В. Зимостійкість сортів озимої пшениці на Півдні України // Вісник аграрної науки Причорномор'я. - 2012. - Вип. 3, - С. 168-173.
8. Пешкова А.А., Дорофєєв Н.В. Адаптація фотосинтетического аппарата озимой пшеницы в период осеннего развития // Научно-практический журнал «Вестник ИрГСХА». – 2011. - Вип. 45. – С. 20-28.
9. Посыпанов Г.С. Методы изучения биологической фиксации азота воздуха: Справочное пособие / Г.С.Посыпанов. – М.: Агропромиздат, 1991. – 300 с.

10. Туманов И.И. Физиология закаливания и морозостойкости растений / И.И. Туманов. — М.: Наука, 1979. — 350 с.
11. Филиппович Ю.Б. и др. Практикум по общей биохимии: Учеб. пособие для студентов хим. специальностей пед. ин-тов / Под общ. ред. Ю.Б. Филипповича. - М.: "Просвещение", 1975. — 318 с.
12. Четверик О. М. Вплив строків сівби та погодних умов осіннього періоду вегетації на перезимівлю та урожайність пшениці м'якої озимої // Вісник ЦНЗ АПВ Харківської області. - 2011. - Вип.10. — С. 265-273.
13. Шиголов А.А. Методика составления фенологических прогнозов: Сб. метод. указаний. - Л.: Гидрометиздат, 1957. - С. 5-18.
14. Яковлев Н.Н. Климат и зимостойкость озимой пшеницы / Н.Н. Яковлев – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 419 с.
15. Andrews C.J., Pomeroy M.K., Seaman W.L. The response of fall sown cereals to winter stresses in Eastern Ontario, Can. J. Plant Sci. 66 (1986). pp. 25–37.
16. Anne Kari Bergjord, Helge Bonesmo, Arne Oddvar Skjelvag. Modelling the course of frost tolerance in winter wheat I. Model development. Europ. J. Agronomy 28 (2008). pp. 321–330.
17. Christophe Lecomte, Alex Giraud, Veronique Aubert. Testing a predicting model for frost resistance of winter wheats under natural conditions. Agronomie 23 (2003). pp. 51–66.
18. Cline, William R., 2007. Global Warming and Agriculture: Impact Estimates by Country (Washington: Center for Global Development and Peterson Institute for International Economics).
19. Fowler D.B., Limin, A.E., Ritchie, J.T. 1999. Low-temperature tolerance in cereals: model and genetic interpretation. Crop Sci., 39. pp. 626-633.
20. Gusta L.V., Fowler D.B. Factors affecting the cold survival of winter cereals, Can. J. Plant Sci. 57 (1977). pp. 213–219.
21. Hunt L.A. and Pararajasingham, S. 1995. CROPSIM-WHEAT: A model describing the growth and development of wheat. Can. J. Plant Sci. 75. pp. 619-632.
22. John R Porter and Mikhail A Semenov. Crop responses to climatic variation. Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci. 2005; 360(1463). pp. 2021–2035.
23. Leonardis E.D., Savitch L.V., Huner N.P.A., Oquist G. & Grodzinski B. (2003) Daily photosynthetic and C-export patterns in winter wheat leaves during cold stress and acclimation. Physiologia Plantarum 117. pp. 521–531.
24. Martin P. N. Gent & Ido Seginer. A carbohydrate supply and demand model of vegetative growth: response to temperature and light. Plant, Cell and Environment(2012) 35. pp. 1274–1286
25. McMaster, G. S. Existing wheat yield models. Distributed listing, USDA - ARS Crops Research Lab, Fort Collins, CO.
26. Ritchie J.T., Godwin D.C., Otter-Nacke S. CERES Wheat. A simulation Model of Wheat growth and Development college Station. – Texas: Texas. AM University Press, 1985.
27. Z. Zalud, G.S. McMaster, W.W. Wilhelm. Evaluating SHOOTGRO 4.0 as a potential winter wheat management tool in the Czech Republic. Europ. J. Agronomy 19 (2003). pp. 495-507.

Динамическая модель формирования зимостойкости растениями озимой пшеницы на территории Южной Степи Украины.

Полевой А.Н., Блышчик Д.В., Феоктистов П.А.

Представлены результаты наблюдений блока динамической модели формирования зимостойкости растениями озимой пшеницы в Южной Степи Украины на примере Одесской области. Идентифицированы параметры блока модели формирования зимостойкости растениями озимой пшеницы по данным лабораторно-полевых экспериментальных наблюдений динамики агробиологических показателей. Полученная модель описывает процесс закаливания растений озимой пшеницы под влиянием агрометеорологических условий осенне-зимнего периода и может использоваться для прогноза их перезимовки, как для конкретного поля, так и для Южной Степи Украины. Ошибка между рассчитанными модельными значениями и фактическими данными, определенных в ходе лабораторно-полевых экспериментальных наблюдений на дату прекращения вегетации составляет 7%.

Ключевые слова: математическая модель, озимая пшеница (*Triticum aestivum* L.), зимостойкость.

The dynamic model of winter hardiness formation by the plants of winter wheat in the Southern Steppe of Ukraine.

Polevoy A.N., Blyshchik D.V., Feoktistoff P.A.

The results of the research of the dynamic model block of winter hardiness formation by the plants of winter wheat in the Southern Steppe of Ukraine are presented, with the Odessa region as an example. The parameters of the model block of winter hardiness formation by the plants of winter wheat according to laboratory and field experimental observations of agrobiological indexes dynamics are identified. The model describes the process of hardening of winter wheat plants under the effect of agrometeorological conditions of autumn - winter period and can be used for forecasting of their wintering both for a particular field, and the Southern Steppe of Ukraine. The error between the calculated model values and the actual data obtained in the laboratory and field experimental observations on the date of ending of autumn vegetation is 7%.

Keywords: mathematical model, winter wheat (*Triticum aestivum* L.), winter hardiness.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ПРОДУКТИВНОСТЬ ТЕХНИЧЕСКИХ СОРТОВ ВИНОГРАДА В СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

Рассматривается изменение агроклиматических условий возделывания винограда в Северном Причерноморье. Выполнена оценка смещения фаз вегетации технических сортов винограда при реализации климатических сценариев. На основе модели формирования продуктивности винограда проводится оценка изменения урожайности в связи с возможным изменением климата.

Ключевые слова: виноград, продуктивность, математическая модель, изменение климата.

Введение. Специфика развития виноградарской отрасли определяется ее тесной связью с погодными и климатическими условиями. В связи с глобальными изменениями климата возникает необходимость в оценке возможного изменения агроклиматических условий в период развития винограда. Это позволит более эффективно использовать агроклиматические ресурсы в новых климатических условиях и добиться увеличения валового сбора и качества урожая.

Анализ последних исследований и публикаций. Исследования влияния глобального изменения климата на сельское хозяйство уже охватили значительный ареал распространения мировых продовольственных культур [4]. При этом прогнозирование изменений агроклиматических ресурсов обычно привязывают к какому-либо сценарию изменения климата. Исследования влияния изменения климата на мировое виноградарство описано в [7], в которых оценка изменений дается на основе изменения средней температуры воздуха и суммы активных температур за вегетационный период. Для виноградарской зоны Украины, к которой относится Северное Причерноморье, подобные исследования не проводились.

Целью данной работы является оценка изменений агроклиматических условий и их влияние на формирование технических сортов винограда.

Материалы и методы исследований. В работе применяется разработанная авторами длиннопериодная динамическая модель «Vitis vinifera – 2013», при разработке которой использовался подход, предложенный А.Н. Полевым [5]. Модель «Vitis vinifera – 2013» позволяет оценить формирование однолетней массы виноградного куста с учетом динамики роста биомассы листьев, побегов, соцветий и гроздей. В модели задавалось, что однолетний прирост побегов соседних кустов не пересекается, находится над горизонтальной проекцией, длина которой равна расстоянию между кустами, а ширина – средней за вегетационный период ширине кроны и которая задается агротехническим приемом - подвязкой.

Модель имеет иерархическую структуру и содержит пять основных блоков:

- входной информации;
- радиационного и термического режимов;
- фотосинтеза;
- дыхания;
- роста и распределения ассимилятов.

На выходе модели рассчитывается биомасса отдельных органов (листьев, побегов, соцветий и гроздей) и общая биомасса виноградного куста.

Входной блок содержит разовую и декадную информации, а также параметры модели. Разовая информация вносится однократно в начале расчетов и характеризует

станова виноградника і територію його розташування. К декадній відноситься інформація об агрометеорологічних умовах на кожному розрахунковому кроці моделі. Параметри моделі описують біологічні особливості конкретного сорту винограда.

В блок радіаційного і термічного режимів входять рівняння розрахунку сумарної радіації, інтенсивності ФАР на верхній границі насаджень і в середині крони, сума накоплених активних температур і середньої денної температури повітря [1].

Фотосинтез, дихання і ріст являються фундаментальними процесами, в ході яких відбувається формування урожаю. Для описання процесу фотосинтезу в моделі використовуються рівняння розрахунку інтенсивності фотосинтезу в оптимальних і реальних умовах;

$$\Phi_{\tau}^j = \Phi_o^j \cdot \alpha_{\phi}^j \cdot \psi_{\phi}^j \cdot \gamma_{\phi}^j, \quad (1)$$

де Φ_{τ}^j - інтенсивність фотосинтезу в реальних умовах, $\text{мгСО}_2 \cdot \text{дм}^{-2} \cdot \text{ч}^{-1}$; Φ_o^j - інтенсивність фотосинтезу в оптимальних умовах; α_{ϕ}^j - онтогенетическа крива фотосинтезу, безрозмірна. ψ_{ϕ}^j - функція впливу температури повітря, безрозмірна; γ_{ϕ}^j - функція впливу вологості ґрунту, безрозмірна. Функції α_{ϕ}^j , ψ_{ϕ}^j , γ_{ϕ}^j нормовані і змінюються від 0 до 1; j - номер кроку розрахункового періоду.

Процес дихання зв'язаний з підтриманням структурної організації тканин і переміщенням речовин, фотосинтезом і утворенням нових структурних одиниць для росту рослин [1, 3]:

$$R^j = \alpha_R^j (c_1 M^j + c_2 \Phi^j), \quad (2)$$

де R^j - витрати на дихання, г/м^2 ; α_R^j - онтогенетическа крива дихання; c_1 - коефіцієнт, який характеризує витрати на підтримання структури; M^j - суха однолітня біомаса куща, г/м^2 ; c_2 - коефіцієнт, який характеризує витрати, зв'язані з перетоком речовин, фотосинтезом і утворенням нових структурних одиниць.

В блоці росту і розподілу асимілятів виконується розрахунок приросту загальної біомаси і біомаси окремих органів. Приріст загальної біомаси визначається різницею між сумарним фотосинтезом і витратами на дихання:

$$\Delta M^j = \Phi^j - R^j \quad (3)$$

Для розрахунку приросту окремих органів в період вегетації використовуються функції розподілу асимілятів. Вони встановлені по результатам польового експерименту і апроксимовані сплайн-функціями лінійного типу:

$$\begin{cases} \Delta m_i^j = k_1 \sum T_{Акт}^j + c_1 & \text{якщо } \sum T_{Акт}^j \in [a_1; b_1] \\ \Delta m_i^j = k_2 \sum T_{Акт}^j + c_2 & \text{якщо } \sum T_{Акт}^j \in [a_2; b_2] \\ \dots \\ \Delta m_i^j = k_n \sum T_{Акт}^j + c_n & \text{якщо } \sum T_{Акт}^j \in [a_n; b_n] \end{cases} \quad (4)$$

где Δm_i^j – прирост биомассы i -го органа, $\sum T_{Акм}^j$ - сумма активных температур, накопленная на начало расчетного шага, a_n и b_n - границы интервала сумм активных температур, k_n и c_n - расчетные коэффициенты.

Оценка последствий изменения климата базируется на использовании сценариев изменения климатических характеристик А1В и А2 GFDL, разработанных в Лаборатории геофизической гидродинамики, США) [6].

Результаты и обсуждения.

Анализ тенденции изменения климата выполнен путем сравнения климатических условий 1986 – 2005 гг. (базовый период) с климатическими сценариями А2 и А1В, в которых рассматриваются два сценарных периода: 2011 – 2030 гг. (первый сценарный период) и 2031 – 2050 гг. (второй сценарный период) Расчеты проводились для территории южной части Лесостепи и Степи Украины.

При условии реализации климатических сценариев сдвинутся сроки наступления фаз вегетации винограда (табл. 1). В Южной Степи по сценарию А2 у сорта Загрей фенологические фазы развития: распускание почек, цветение, начало созревания по I - му сценарному периоду наступят на 2 дня раньше, а техническая спелость - на 4 дня раньше, чем в базовый климатический период. У Рубина Таировского эти фазы наступают соответственно на 1-2 дня раньше и в те же сроки, что и в базовый период, а техническая спелость может наступать на 7 дней раньше базового. Продолжительность вегетации у сорта Загрей сократиться на 2 дня, а у сорта Рубин Таировский - на 5 дней. По II-му сценарному периоду у сорта Загрей все фенологические фазы наступают на 5- 7 дней раньше базовых дат, а продолжительность вегетации сокращается на 2 дня. У сорта Рубин Таировский эти изменения соответственно составляют 5-14 и 9 дней.

Согласно сценария А1В у сорта Загрей наблюдается большее смещение в наступлении фаз развития, чем по сценарию А2. Так по I-му сценарному периоду фазы развития распускание почек, цветение, начало созревания наступят на 3-6 дней раньше, а техническая спелость – на 10 дней; у Рубина Таировского первые три фазы будут отмечаться на 3-7 дней, а техническая спелость – на 12 дней раньше. Сокращение вегетационного периода у сортов Загрей и Рубин Таировский составит неделю и декаду соответственно. По II-му сценарному периоду также наблюдается тенденция смещения в сторону более ранних сроков. Так, фаза распускание почек и цветение у сортов Загрей и Рубин Таировский будут наблюдаться на неделю раньше, начало созревания - более чем на декаду раньше, а фаза технической спелости у Загрея - почти на две недели раньше, а у Рубина Таировского - почти на двадцать дней раньше. Продолжительность периода вегетации по данному сценарному периоду у Рубина Таировского сократиться на 13 дней.

В Северной Степи по сценарию А2 по I-му сценарному периоду у обоих сортов наблюдается тенденция более позднего наступления основных фаз развития и увеличения вегетационного периода. По II-му сценарному периоду прослеживается тенденция более раннего наступления основных фаз развития и увеличения периода вегетации как у Загрея так и у Рубина Таировского. По сценарию А1В все фазы вегетации у обоих сортов будут отмечаться в более ранние строки, а продолжительность вегетации сократится по I-му сценарному периоду у Загрея и Рубина Таировского соответственно на неделю и 4 дня, а по II-му – на 8 и 7 дней.

Наибольшие изменения в наступлении фаз развития винограда будут наблюдаться в Лесостепи. По условиям базового периода продолжительность вегетации исследуемых сортов больше, чем в Южной и Северной Степи, а фазы вегетации наступают позднее. При осуществлении климатических сценариев продолжительность вегетации значительно сократится: до 24 дней у сорта Загрей и до 20 дней - у сорта Рубин Таировский. Наибольшие смещения будут наблюдаться при наступлении фазы технической спелости. При первом расчетном периоде климатического сценария А2 она будет фиксироваться у обоих сортов на 21 день раньше, а при втором – на 25 дней у сорта Загрей и на 32 дня у

сорта Рубин Таировский. В случае реализации сценария А1В это сокращение при I-м сценарном периоде (2011-2030 гг.) техническая спелость исследуемых сортов будет отмечаться раньше на 11 и 12 дней, а при II-м (2031-2050гг.- на 33 и 28 дней.

Таблица 1 – Даты фаз развития технических сортов винограда Загрей и Рубин Таировский

Сценарий	Период	Распускание почек	Цветение	Начало созревания	Техническая спелость	Продолжительность вегетации, дни
Южная Степь						
	1986 – 2005	<u>20.04</u>	<u>30.05</u>	<u>20.07</u>	<u>10.09</u>	<u>143</u>
		24.04	04.06	28.07	22.09	151
A2	2011 – 2030	<u>18.04</u>	<u>28.05</u>	<u>18.07</u>	<u>06.09</u>	<u>141</u>
		22.04	04.06	27.07	15.09	146
	2031-2050	<u>15.04</u>	<u>24.05</u>	<u>15.07</u>	<u>03.09</u>	<u>141</u>
		19.04	27.05	22.07	09.09	142
A1B	2011 – 2030	<u>17.04</u>	<u>25.05</u>	<u>14.07</u>	<u>31.08</u>	<u>136</u>
		21.04	01.06	21.07	08.09	142
	2031-2050	<u>14.04</u>	<u>23.05</u>	<u>09.07</u>	<u>29.08</u>	<u>137</u>
		18.04	28.05	17.07	03.09	138
Северная Степь						
	1986 – 2005	<u>26.04</u>	<u>06.06</u>	<u>02.08</u>	<u>02.10</u>	<u>159</u>
		01.05	11.06	13.08	12.10	165
A2	2011 – 2030	<u>27.04</u>	<u>08.06</u>	<u>05.08</u>	<u>08.10</u>	<u>164</u>
		02.05	11.06	12.08	22.10	174
	2031-2050	<u>26.04</u>	<u>05.06</u>	<u>29.07</u>	<u>20.09</u>	<u>147</u>
		01.05	11.06	08.08	08.10	161
A1B	2011 – 2030	<u>23.04</u>	<u>03.06</u>	<u>21.07</u>	<u>22.09</u>	<u>152</u>
		28.04	08.06	02.08	05.10	161
	2031-2050	<u>21.04</u>	<u>01.06</u>	<u>22.07</u>	<u>19.09</u>	<u>151</u>
		25.04	08.06	01.08	30.09	158
Лесостепь						
	1986 – 2005	<u>01.05</u>	<u>08.06</u>	<u>02.08</u>	<u>07.10</u>	<u>160</u>
		04.05	14.06	10.08	20.10	169
A2	2011 – 2030	<u>23.04</u>	<u>03.06</u>	<u>26.07</u>	<u>16.09</u>	<u>146</u>
		27.04	09.06	03.08	29.09	155
	2031-2050	<u>18.04</u>	<u>29.05</u>	<u>21.07</u>	<u>12.09</u>	<u>147</u>
		22.04	04.06	28.07	18.09	149
A1B	2011 – 2030	<u>25.04</u>	<u>05.06</u>	<u>30.07</u>	<u>26.09</u>	<u>154</u>
		29.04	09.06	06.08	08.10	162
	2031-2050	<u>21.04</u>	<u>24.05</u>	<u>16.07</u>	<u>04.09</u>	<u>136</u>
		25.04	06.06	30.07	22.09	150

Примечание. В числители указаны значения сорта Загрей, а в знаменателе – сорта Рубин Таировский

Изменение темпов развития винограда определяется изменением термического режима в течение вегетационного периода. Для двух сценарных периодов выполнены расчеты средней декадной температуры воздуха и количества осадков в разрезе межфазных периодов и всего вегетационного периода (табл. 2). По сценарию А2 на территории Южной Степи среднедекадная температура по I-му периоду у сорта Загрей снизится на 0,2 °С, а у Рубина Таировского изменений не произойдет. Условия увлажнения будут более засушливыми для обоих сортов. По II-му сценарному периоду температурный режим будет более жаркий для обоих сортов, а количество осадков за вегетацию уменьшится почти в 2 раза. Следует отметить, что более жарким и засушливым будет межфазный период начала созревания - техническая спелость. По сценарию А1В по обоим сценарным периодам температурный режим в течение всей вегетации значительно повысится (на 1,3 - 1,4 °С у Загрей и на 1,6-1,8 °С - у Рубина Таировского). Режим увлажнения будет более засушливым по сравнению с базовым периодом, но менее засушливым - по сравнению со сценарием А2.

В Северной Степи по сценарию А2 температурный режим в I-й сценарный период будет несколько сниженный, а количество осадков сократится на 40%. Во II-й сценарный период повысится температурный режим, причем значительно, чем в Южной Степи, однако условия увлажнения будут на уровне базового климатического периода. По сценарию А1В вегетационный период винограда будет по сравнению с базовым, более жарким и более засушливым, а по сравнению со сценарием А2 - более жарким, но менее засушливым. Сохраняется тенденция самого жаркого периода в фазу начала созревания – техническая спелость.

В лесостепи по сценарию А2 температурный режим будет пониженным в начале вегетационного периода и повышенным - в конце. Так, средняя температура межфазного периода распускание почек – цветение будет ниже на 1,0-1,1 °С у сорта Загрей и на 1,0-1,2 °С - у сорта Рубин Таировский, а в межфазный период начала созревания – техническая спелость – соответственно выше на 3,9-4,8 и 4,1-5,6 °С. Количество осадков за вегетационный период уменьшится в I-ом сценарном периоде на 45%, а во втором – на 52%. По сценарию А1В тенденция изменения температурного режима сохранится, а количество осадков за вегетацию снизится 22-30%.

По разработанной модели «Vitis vinifera – 2013» и полученных данных по сценариям проведено моделирование формирования биомассы винограда указанных сортов. На рисунке 1 показана динамика формирования общей биомассы и хозяйственно полезной части винограда сорта Загрей в Южной и Северной Степи, а также южной части Лесостепи Украины. В Южной Степи (рис. 1А) по базовому климатическому периоду на конец вегетации общая биомасса и биомасса хозяйственно полезной части винограда достигают наибольших значений – 2700 и 1650 г/куст, соответственно. По сценарию А2 (в первый и второй сценарный периоды до 6-ой декады формирования биомассы проходит медленнее, по сравнению с динамикой биомассы базового периода. Затем интенсивность прироста биомассы значительно возрастает и к 8-ой декаде общая биомасса виноградного куста по сценарию А2 будет больше, чем биомасса, сформированная в условиях базового периода. В дальнейшем прирост биомассы по сценарию А2 снижается и на конец вегетации за сценарный период 2011-2030гг. общая биомасса виноградного куста достигает 2600 г/куст, а биомасса хозяйственно полезной части – 1550 г/куст. В период 2031-2050гг. эти величины составят 2400 и 1350 г/куст, соответственно. По сценарию А1В формирование биомассы винограда на протяжении всей вегетации происходит медленнее, чем в условиях базового периода. На конец вегетации по сценарному периоду 2011-2030 гг. общая биомасса и биомасса хозяйственно полезной части виноградного куста составит у сорта Загрей 2200 и 1380 г/куст, а по сценарному периоду 2031-2050гг. соответственно 1800 и 1100 г/куст.

Таблица 2 – Агроклиматические условия вегетационного периода винограда

Сценарий	Период	Распускание почек - Цветение		Цветение - Начало созревания		Начало созревания - Техническая спелость		За вегетацию	
		ΣR , мм	T_{cp} , °C	ΣR , мм	T_{cp} , °C	ΣR , мм	T_{cp} , °C	ΣR , мм	T_{cp} , °C
Сухая Степь									
	1986 – 2005	$\frac{50.1}{56.4}$	$\frac{14.9}{15.7}$	$\frac{98.9}{100.6}$	$\frac{21.1}{21.7}$	$\frac{95.0}{95.2}$	$\frac{21.3}{20.0}$	$\frac{244.0}{252.2}$	$\frac{19.5}{19.4}$
A2	2011 – 2030	$\frac{49.9}{51.4}$	$\frac{14.5}{15.5}$	$\frac{63.7}{58.6}$	$\frac{20.7}{21.4}$	$\frac{47.1}{55.9}$	$\frac{21.6}{20.4}$	$\frac{172.2}{173.8}$	$\frac{19.3}{19.4}$
		$\frac{43.0}{39.3}$	$\frac{15.1}{15.7}$	$\frac{58.2}{61.1}$	$\frac{21.0}{21.4}$	$\frac{38.4}{36.5}$	$\frac{22.1}{21.7}$	$\frac{139.5}{136.8}$	$\frac{19.9}{20.1}$
A1B	2011 – 2030	$\frac{44.5}{49.9}$	$\frac{15.4}{16.3}$	$\frac{68.9}{70.0}$	$\frac{21.9}{22.6}$	$\frac{46.6}{45.6}$	$\frac{24.2}{23.7}$	$\frac{160.0}{165.5}$	$\frac{20.9}{21.2}$
		$\frac{47.4}{42.8}$	$\frac{15.2}{15.8}$	$\frac{64.6}{69.9}$	$\frac{21.5}{22.2}$	$\frac{51.2}{45.6}$	$\frac{24.3}{24.0}$	$\frac{158.5}{162.5}$	$\frac{20.8}{21.0}$
Северная Степь									
	1986 – 2005	$\frac{66.0}{72.6}$	$\frac{15.0}{15.5}$	$\frac{128.2}{132.6}$	$\frac{18.7}{18.9}$	$\frac{104.7}{98.4}$	$\frac{16.3}{15.1}$	$\frac{298.9}{304.7}$	$\frac{16.8}{16.6}$
A2	2011 – 2030	$\frac{51.8}{46.8}$	$\frac{14.0}{14.9}$	$\frac{58.9}{61.5}$	$\frac{18.5}{18.6}$	$\frac{65.8}{63.5}$	$\frac{15.4}{14.8}$	$\frac{176.5}{176.2}$	$\frac{16.1}{16.2}$
		$\frac{79.3}{84.9}$	$\frac{14.9}{15.5}$	$\frac{122.1}{123.2}$	$\frac{19.5}{19.8}$	$\frac{84.3}{92.5}$	$\frac{18.0}{16.2}$	$\frac{285.7}{300.7}$	$\frac{17.7}{17.3}$
A1B	2011 – 2030	$\frac{71.5}{76.5}$	$\frac{15.2}{16.0}$	$\frac{107.1}{119.5}$	$\frac{20.5}{21.0}$	$\frac{78.8}{71.7}$	$\frac{20.1}{18.4}$	$\frac{257.4}{267.4}$	$\frac{18.9}{18.7}$
		$\frac{68.1}{78.7}$	$\frac{14.9}{15.7}$	$\frac{105.0}{104.3}$	$\frac{20.8}{21.6}$	$\frac{78.1}{73.7}$	$\frac{21.2}{19.9}$	$\frac{251.2}{256.6}$	$\frac{19.4}{19.3}$
Лесостепь									
	1986 – 2005	$\frac{71.2}{78.8}$	$\frac{15.6}{16.4}$	$\frac{131.4}{135.0}$	$\frac{19.8}{20.1}$	$\frac{123.3}{128.0}$	$\frac{16.2}{14.8}$	$\frac{325.9}{341.8}$	$\frac{17.3}{17.0}$
A2	2011 – 2030	$\frac{55.9}{64.9}$	$\frac{14.5}{15.2}$	$\frac{69.2}{64.5}$	$\frac{20.2}{20.8}$	$\frac{56.8}{59.7}$	$\frac{20.1}{18.9}$	$\frac{181.9}{189.0}$	$\frac{18.6}{18.5}$
		$\frac{50.0}{54.1}$	$\frac{14.6}{15.4}$	$\frac{67.5}{62.4}$	$\frac{20.4}{21.0}$	$\frac{46.3}{44.9}$	$\frac{21.0}{20.4}$	$\frac{162.7}{161.4}$	$\frac{19.0}{19.2}$
A1B	2011 – 2030	$\frac{76.6}{79.3}$	$\frac{14.7}{15.3}$	$\frac{122.6}{126.8}$	$\frac{19.7}{20.0}$	$\frac{68.7}{70.7}$	$\frac{18.4}{17.3}$	$\frac{267.9}{276.7}$	$\frac{17.9}{17.7}$
		$\frac{47.0}{63.6}$	$\frac{14.3}{15.5}$	$\frac{102.9}{106.3}$	$\frac{20.0}{21.4}$	$\frac{85.2}{89.8}$	$\frac{21.9}{20.3}$	$\frac{235.1}{259.7}$	$\frac{19.3}{19.4}$

В Северной Степи (рис. 1Б) по обоим сценариям и сценарным периодам формирование биомассы виноградного куста сорта Загрей происходит интенсивнее, чем по базовому периоду. В конце вегетации значения общей биомассы и биомассы

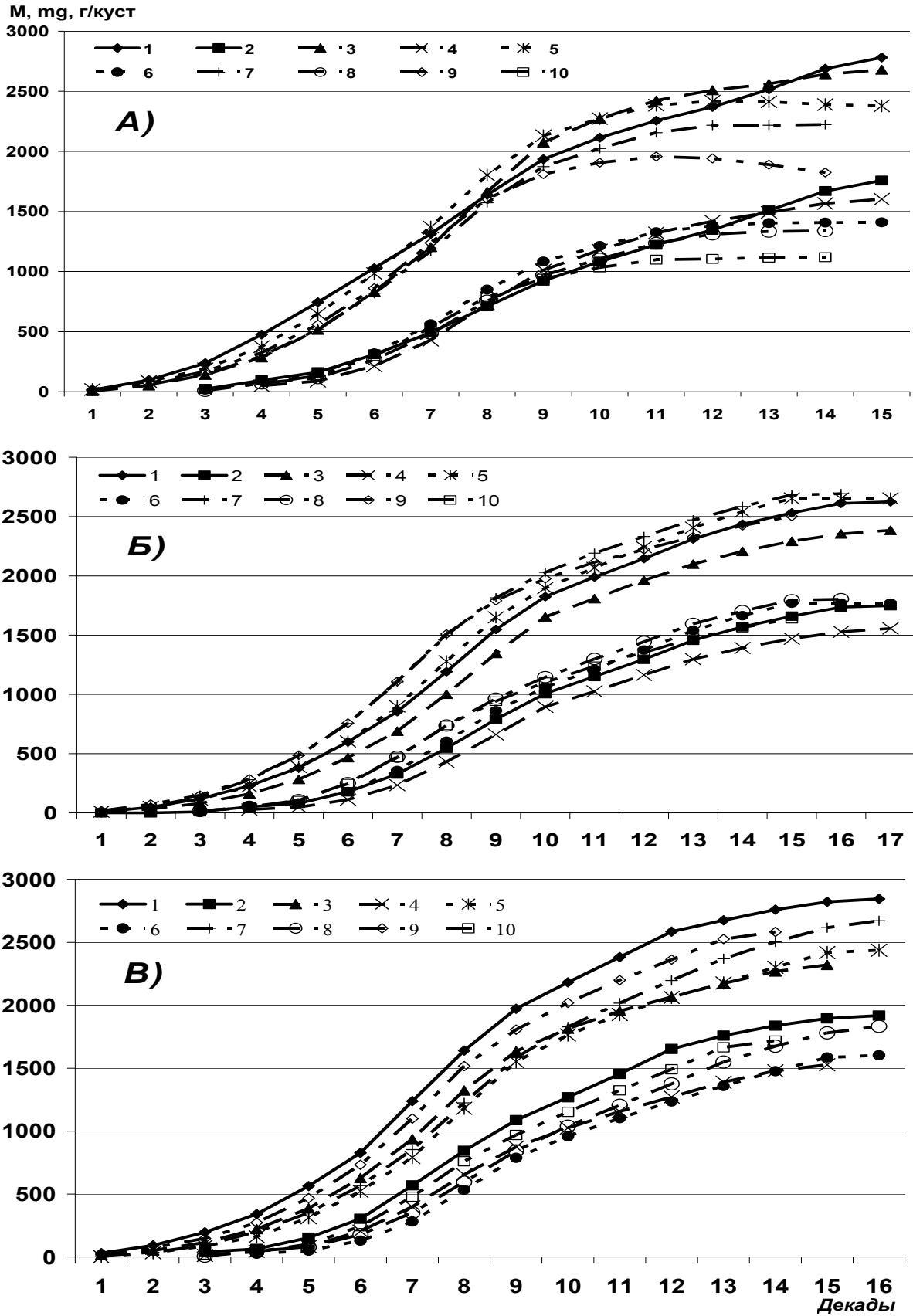


Рисунок 1 – Динамика формирования общей биомассы и ее хозяйственно полезной части винограда сорта Загрей. А) Южная Степь, Б) Северная Степь, В) Лесостепь. 1,2 – базовый период 1986-2005гг.; 3,4 – сценарий А2 2011-2030гг.; 5,6 – сценарий А2 2031-2050гг.; 7,8 – сценарий А1В 2011-2030гг.; 9,10 – сценарий А1В 2031-2050гг.;

хозяйственно полезной части растения различаются слабо – в пределах 2180-2230 и 1500 - 1530 г/куст. По сценарному периоду 2011-2030 гг. климатического сценария А2 формирование биомассы в течение всей вегетации будет проходить менее интенсивно. В Лесостепи (рис. 1В) по всем сценариям и расчетным периодам формирование биомассы виноградного куста происходит равномерно в течение всего вегетационного периода, а наиболее интенсивно накопление биомассы проходит по базовому периоду, а наименее интенсивно - по сценарию А2. Общая и хозяйственно ценная часть (ягоды) биомассы на конец вегетационного периода составляет 2400-2800 и 1550-1850 г/куст.

Формирование биомассы виноградного куста сорта Рубин Таировский в Южной Степи (рис 2А) по сценариям и сценарным периодам значительно меняется. Наибольшие значения (общая биомасса – 2600 г/куст; хозяйственно полезная часть – 1950 г/куст) наблюдаются по базовому периоду. По сценарному периоду 2011-2030 гг. обоих климатических сценариев в первой половине вегетационного периода формирование биомассы виноградного куста происходит более интенсивно в сравнении с базовым периодом, а после 9-й декады, когда снижаются запасы влаги в почве, увеличение биомассы практически не происходит. Наименее интенсивно биомасса формируется по сценарному периоду 2031-2050 гг. климатического сценария А1В. Максимальное значение общей и хозяйственно полезной части биомассы не превышает 1580 и 980 г/куст. После 11-ой декады вегетации происходит уменьшение общей биомассы виноградного куста в результате увядания и опадания листьев.

В Северной степи (рис. 2Б) по всем климатическим сценариям и по сценарным периодам формирование биомассы виноградного куста сорта Рубин Таировский происходит равномерно на протяжении всей вегетации. Значения общей и хозяйственно полезной биомассы на конец вегетационного периода находятся в диапазоне 3300-3450 и 2350-2450 г/куст. По сценарному периоду 2011-2030 гг. климатического сценария А2 накопление биомассы в течение всего вегетационного периода происходит наименее интенсивно и к концу периода биомасса соответственно составляет 2900 и 2000 г/куст.

В Лесостепи (рис. 2В) наиболее интенсивно формирование однолетней массы виноградного куста по базовому периоду. По сценарию А1В в первой половине вегетации формирование биомассы проходит медленнее, чем по базовому. Во второй половине вегетации интенсивность формирования биомассы выражена слабее, в результате чего различия общей биомассы и хозяйственно полезной ее части незначительны – 3150-3300 и 2220-2300 г/куст соответственно. Наименее интенсивно формирование биомассы проходит по сценарию А2, когда общая биомасса на конец вегетации составляет 2150-2200 г/куст, а ягод – 1750-1800 г/куст.

Согласно паспорту сортов, разработанного отделом селекции ИВиВ им В.Е. Таирова, средняя урожайность технических сортов винограда Загрей и Рубин Таировский составляет 130 и 150 ц/га. По базовому периоду (1986-2006гг) рассчитанная урожайность сорта Загрей изменяется от 132,5 ц/га в Южной Степи до 142,1 ц/га - в Лесостепи, а по сорту Рубин Таировский она составляет 143,7-168 ц/га.

По сценарию А2 урожайность сорта Загрей по сценарному периоду 2011-2030 гг одинаково снизится в Степи и Лесостепи (рис. 3А). При этом, в отличие от базового периода, наименьшие ее величины будут отмечаться в Лесостепи (113 ц/га), а наибольшие - в Северной степи (119,5 ц/га). Урожай сорта Рубин Таировский за этот расчетный период также уменьшится, по сравнению с базовым. Наибольшее снижение урожайности этого сорта наблюдается в Южной Степи, где она составит 106,5 ц/га, что даже меньше урожайности сорта Загрей. Наименьшее же снижение, на 20 ц/га, отмечается в Северной Степи.

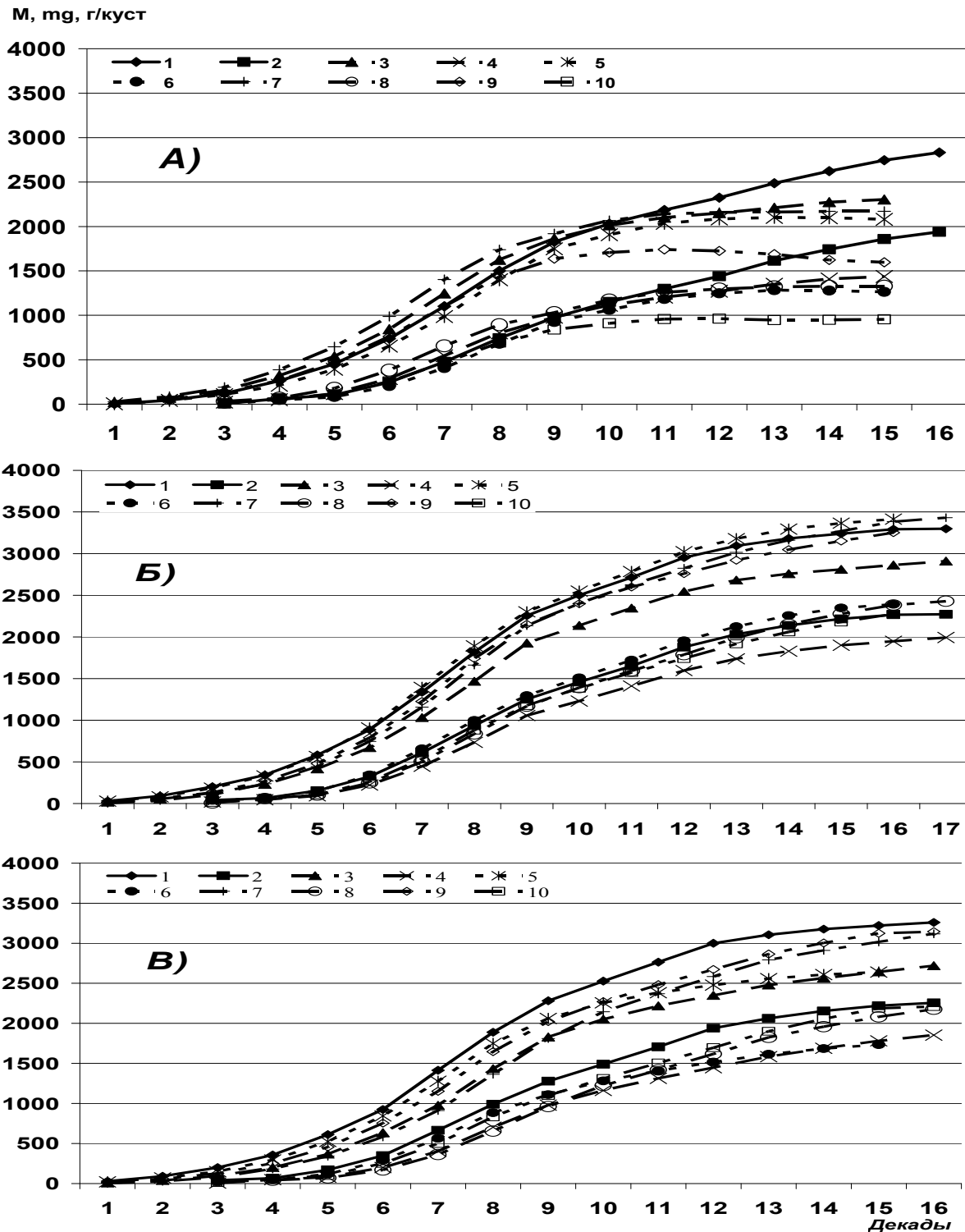


Рисунок 2 – Динамика формирования общей биомассы и хозяйственно полезной части винограда сорта Рубин Таировский. А) Сухая Степь, Б) Северная Степь, В) Лесостепь. 1,2 – климатический период 1986-2005 гг.; 3,4 – сценарий А2 2011-2030гг.; 5,6 – сценарий А2 2031-2050гг.; 7,8 – сценарий А1В 2011-2030гг.; 9,10 – сценарий А1В 2031-2050гг;

По сценарному периоду 2031-2050гг сценария А2 в Северной Степи происходит незначительное увеличение урожайности сорта Рубин Таировский (на 9 ц/га) по сравнению с базовым периодом, а урожайность сорта Загрей остается на прежнем уровне. В двух других зонах отмечается значительное уменьшение урожайности обоих сортов. При этом наименьшей она будет в Южной Степи: для сорта Рубин Таировский

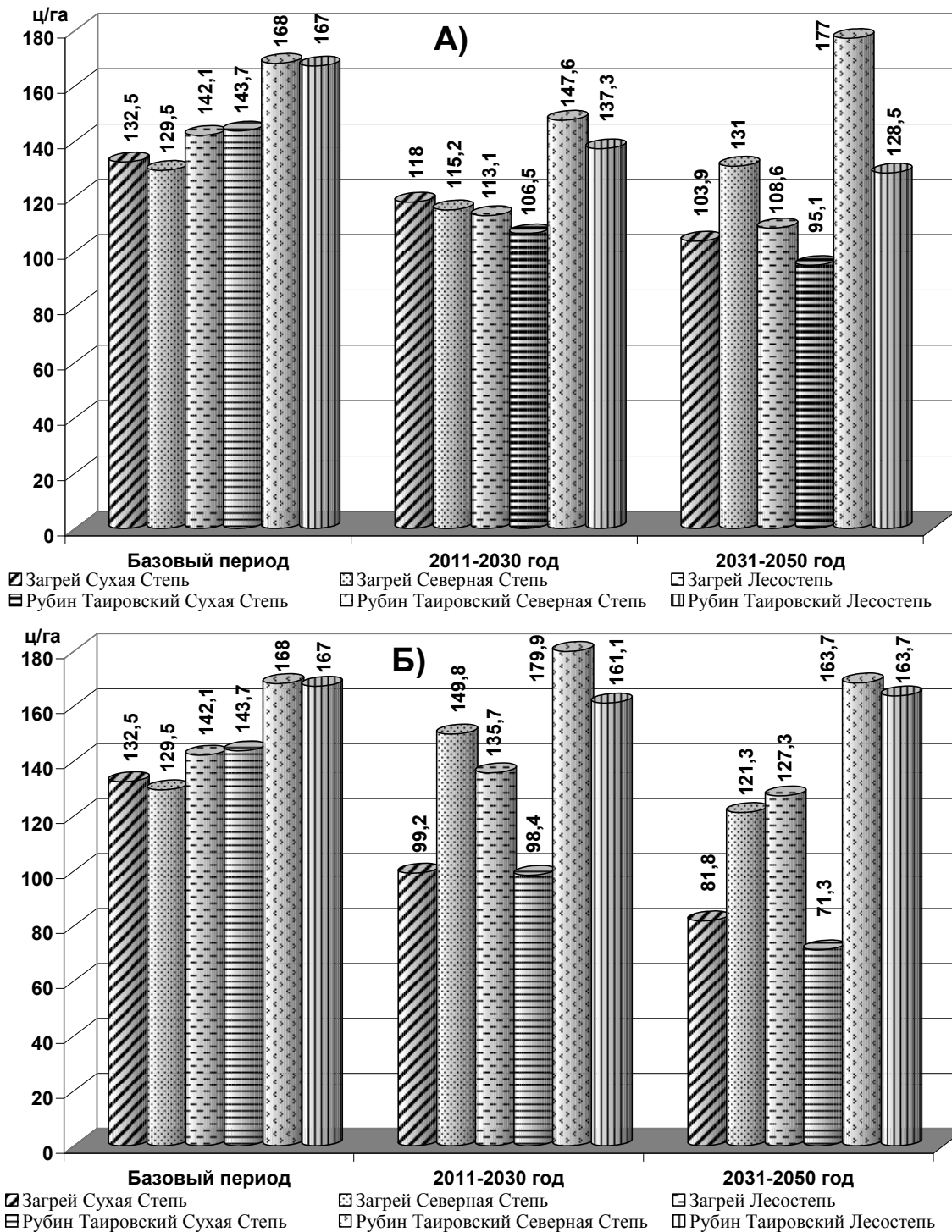


Рисунок 3 – урожайність технічних сортів винограда: А і Б – при кліматических сценаріях А2 і А1В.

і Загрей вона становитиме 95,1 і 103,9 ц/га, що на 48,5 і 28,5 ц/га менше урожайності по базовому періоду. В Лесостепі урожайність у сортів Загрей і Рубин Таировский знизиться на 24 і 38,5 ц/га, відповідно.

По сценарію А1В (рис. 3Б) спостерігаються значительні відмінності урожайності обох сортів винограда як в Степи, так в Лесостепі. По сценарному періоду 2011-2030 гг. в Южній Степи урожайність сорту Загрей і Рубин Таировский знизиться на 33,5 і 44 ц/га і становитиме 99,2 ц/га і 98,2 ц/га, відповідно. В Северній степі

урожайность сорта Загрей увеличится до 149,8 ц/га, а сорта Рубин Таировский – до 179,9 ц/га. По сценарному периоду 2031-2050гг сценария А2 в Южной степи у этих сортов наблюдается значительное уменьшение урожайности – до 81,8 и 71,3 ц/га. Северной Степи и Лесостепи рассчитанная урожайность обоих сортов превышает среднюю урожайность, указанную в их паспорте.

Выводы. На основе оценки агроклиматических условий вегетационного периода винограда по климатическим сценариям установлено смещение основных фаз вегетации винограда. При реализации климатических сценариев есть основания считать условия подзоны Южной Степи неблагоприятными для возделывания технических сортов винограда, а условия Северной Степи и юга Лесостепи – удовлетворительными. Полученные показатели продуктивности согласуются с результатами полевого эксперимента[2].

Список литературы:

1. Ляшенко Г.В. Жигайло Т.С. Модификация агроэкологической модели формирования урожайности сельскохозяйственных культур применительно к винограду // Материалы международной научно-практической конференции «Достижения, проблемы и перспективы развития отечественной виноградо-винодельческой отрасли на современном этапе». – Новочеркасск: Изд-во ГНУ ВНИИВиВ Россельхозакадемии, 2013. – С. 26-30.
2. Ляшенко Г.В. Жигайло Т.С. Влияние погодных условий 2012 и 2013 годов на продуктивность винограда сортов Загрей и Рубин Таировский. // Виноградарство і виноробство. – Одеса, ННЦ «ІВіВ ім. В.Є. Таїрова», 2013. - Вип. 50, С. 38-44.
3. Полевой А.Н. Ляшенко Г.В. Структура моделі оцінки агрокліматичних умов формування продуктивності сільськогосподарських культур // Культура народів причорномор'я. – 2006. – №86. – С. 140-144.
4. Польовий А.М., Трофімова І.В., Кульбіда М.І. Адаменко Т.І. Вплив зміни клімату на сільське господарство півдня України // Метеорологія, Кліматологія та гідрологія. – Київ, КНТ, 2005. – Вип. 49, С 252-259.
5. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 318с.
6. Степаненко С.М., Польовий А.М. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України. – Одеса: Екологія, 2011 – 693с.
7. Jones, G.V., Duchene, E., Tomasi, D., Yuste, J., Braslavksa, O., Schultz, H., Martinez, C., Boso, S., Langellier, F., Perruchot, C., and G. Guimberteau (2005b). Changes in European Winegrape Phenology and Relationships with Climate, GESCO 2005.

Моделирование влияния изменения климата на продуктивность технических сортов винограда в Північному Причорномор'ї. Ляшенко Г.В., Жигайло Т.С.

Розглядається зміна агрокліматичних умов вирощування винограду в Північному Причорномор'ї. Виконана оцінка зміщення фаз вегетації технічних сортів винограду при реалізації кліматичних сценаріїв. На основі моделі формування продуктивності винограду проводиться оцінка зміни врожайності у зв'язку з можливою зміною клімату.

Ключові слова: виноград, продуктивність, математична модель, зміна клімату.

Modeling of climate change influence to productivity of technical grapes varieties in the in the northern Black Sea region. Laysenko G.V. Zhygailo T.S.

Considered changing agro-climatic conditions of grapes cultivation in the northern Black Sea region. The estimation of winegrapes phenology offset in the implementation of climate scenarios. Based on the model of grapes productivity forming was done assessment of the yield due to possible climate change.

Key words: grape, productivity, mathematical model, climate change.

УДК 551.58:634.8

Ляшенко Г.В., д.географ.н., Маринин Е. И., асп.
ННЦ «ИВиВ им. В. Е. Таирова»

МОДЕЛЬ ВЕРОЯТНОСТИ ПОВРЕЖДЕНИЯ ЗАМОРОЗКАМИ ВИНОГРАДА РАЗЛИЧНЫХ СОРТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

Дана оценка риска повреждения винограда различных сортов весенними заморозками с использованием модели условной вероятности. Расчеты проведены по данным пяти агрометеорологических станций виноградарской зоны Одесской области.

Ключевые слова: весенние заморозки, виноград, модель условной вероятности повреждения винограда

Постановка проблемы. Сведения о заморозках необходимы для оценки заморозкоопасности территории для определения вероятности гибели цветков и завязей плодовых и ягодных культур с целью решения вопросов о рациональном размещении наиболее теплолюбивой группы культур. В этой группе сельскохозяйственных культур следует выделить виноград, для которого особую опасность представляют поздние весенние заморозки, наблюдающиеся преимущественно в период сокодвижения и появления первых листьев винограда [3].

В.Н. Степанов [1] дал количественную оценку устойчивости сельскохозяйственных культур по отношению к заморозку в разные фазы их развития. Он выделил пять основных экологических групп, в которой виноград отнесен к самой пятой, наиболее неустойчивой к заморозкам. Убытки, наносимые заморозками в виноградарстве, сравнимы с убытками, наносимыми градом, морозами. Однако виноградарству заморозки наносят наибольший ущерб, так как они могут погубить урожай не только текущего года, но и последующего.

Заморозком называют понижение минимальной температуры воздуха до 0°C и ниже на фоне положительных средних суточных температур в период вегетации сельскохозяйственных культур. При этом часто отмечаются ситуации, когда заморозки наблюдаются на поверхности почвы и в слое воздуха 50-100 см при их отсутствии на уровне 200 см (метеорологической будки). Применительно к винограду важна именно информация о понижении температуры в слое воздуха на уровне кроны [2].

Представляет интерес разработанная Г.В.Ляшенко [4] методология оценки риска повреждения винограда заморозками с применением метода расчета условной вероятности. Реализация метода осуществлена на примере винограда сорта Фетяска в различных природных зонах Молдовы. Оценка степени риска повреждения винограда различных сортов весенними заморозками является актуальным вопросом в области размещения и организации виноградных насаждений на территории Одесской области

Целью работы является оценка степени риска повреждения винограда различных сортов весенними заморозками с применением разработанной модели условной вероятности заморозков.

Материалы и методы исследований. Исходной информацией послужили данные наблюдений на территории Одесской области за термическим режимом в весенний и осенний периоды по пяти агрометеорологическим станциям (Одесса, Болград, Измаил, Сербка и Сарата) в виноградарской зоне. Даты различных фенологических фаз винограда предоставлены отделом селекции ННЦ «ИВиВ им. В. Е. Таирова». Расчеты проводились для столовых сортов и технических сортов винограда Восторг, Загадка и Рубин Таировский, Загрей. Все сорта различаются по морфологической структуре, срокам прохождения этапов органогенеза и созревания. Общее количество лет в расчетах составило 25 (с 1989 по 2013 год).

В 2012 и 2013 годах с целью установления различий минимальных температур воздуха, как показателя интенсивности заморозка, в слое распространения кроны виноградного растения на опытных участках отдела селекции территории ННЦ «ИВиВ им. В. Е. Таирова» проведен полевой эксперимент. Для определения рисков повреждения винограда заморозками использован метод условных вероятностей, который широко применяется в климатологии для получения комплексных показателей:

$$P\left(\frac{x_i}{y_\gamma}\right) = \frac{P(x_i, y_\gamma)}{P(y_\gamma)} \quad (1)$$

$$P\left(\frac{y_\gamma}{x_i}\right) = \frac{P(x_i, y_\gamma)}{P(x_i)} \quad (2)$$

где $P(x_i / y_\gamma)$ $P(y_\gamma / x_i)$ - условные вероятности совпадения двух явлений x_i и y_γ (вероятность дат заморозков определенной интенсивности и дат наступления фазы развития культуры, критическая температура повреждения заморозками при которых соотнесена к соответствующей его интенсивности).

На основе этого метода была разработана модель условной вероятности повреждения винограда весенними заморозками. Модель предназначена для получения статистической оценки дат прекращения весенних и наступления осенних заморозков разной интенсивности, а так же для характеристики дат наступления фенологических фаз винограда и его условной вероятности повреждения заморозками различных сроков наступления. Модель разрабатывалась в среде Microsoft Excel и была адаптирована под программный пакет для статистического анализа «Statistica», реализующий функции получения данных, их анализа, управления данными и визуализации данных с привлечением статистических методов.

Результаты исследований. По результатам полевого эксперимента выявлено, что интенсивность заморозков на высоте 50 см по сравнению с уровнем 200 см может значительно возрастать в зависимости от типа погоды (балла нижней облачности и скорости ветра). Так, разница минимальных температур на высотах 50 и 200 см в годы эксперимента при облачной и ветряной погоде составляла 1,0-1,2 °С, а при ясной тихой погоде - 2,5-3,4 °С.

Поскольку степень риска повреждения весенними заморозками винограда определяется сроками наступления различных фаз винограда и датами заморозков различной интенсивности, рассмотрим динамику и тренд этих показателей.

Средняя дата наступления фазы начало сокодвижения (рис 1а) у столовых сортов Восторг и Загадка отмечается 3 августа, самый ранний срок отмечается 14 марта у обоих сортов, а наиболее ранние - 18 апреля (2004 год) у сорта Восторг и 15 апреля (1998 год) у сорта Загадка. Линия тренда показывает, что для обоих сортов характерно смещение дат наступления фазы на более поздние сроки - с третьей декады марта на первую декаду апреля.

Для технических сортов Рубин Таировский и Загрей (рис. 1б) так же характерна тенденция к смещению дат фазы начало сокодвижения на более поздние сроки. Средние даты наступления фазы отмечаются 3 и 2 апреля, а наиболее ранее начало сокодвижения («плач» винограда) у сорта Рубин Таировский отмечалось 16 апреля (1993 год), а у Загрей – 18 апреля (2001 год). Наиболее поздние сроки наблюдались в

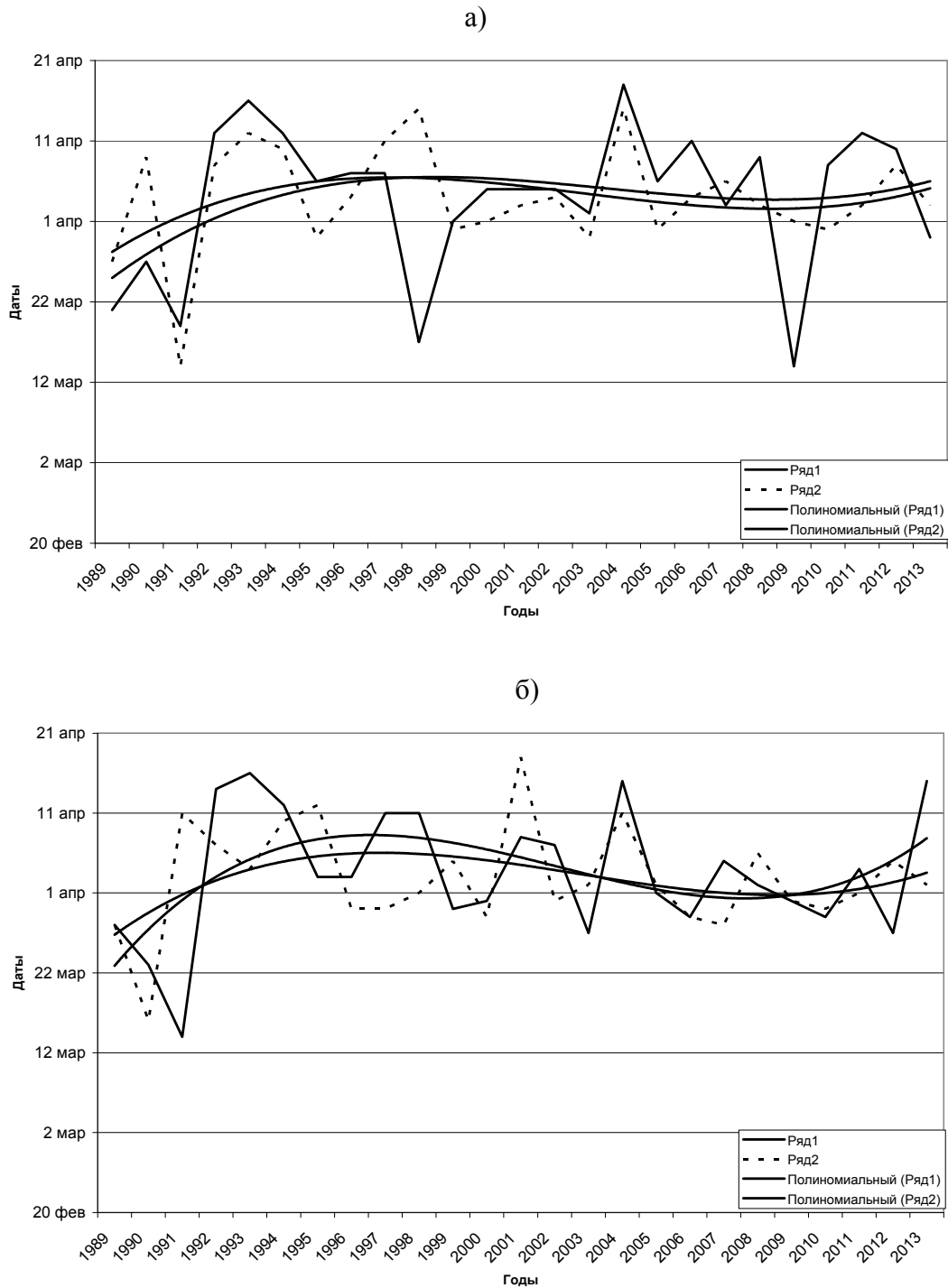


Рис. 1 – Динамика и тренд фазы начало сокодвижения у сортов а) Восторг (Ряд 1), Загадка (Ряд 2) и б) Рубин Таировский (Ряд 1) и Загрей (Ряд 2)

1991 и 1992 годах у сорта Рубин (14 марта) и в 1990 году 16 марта у сорта Загрей. Смещение сроков наступления фаз для обоих сортов отмечалось с первой декады апреля по вторую декаду.

Средняя дата наступления фазы начало распускания почек у сорта Восторг наблюдается 21 апреля и 24 апреля – у сорта Загадка (рис. 2). Самые ранние сроки наступления отмечались в 1991 году – 1 апреля (Восторг) и 3 апреля 2008 года

(Загадка), а наиболее поздние – 4 мая для сорта Восторг (2004 год) и 8 мая 2003 года (Загадка).

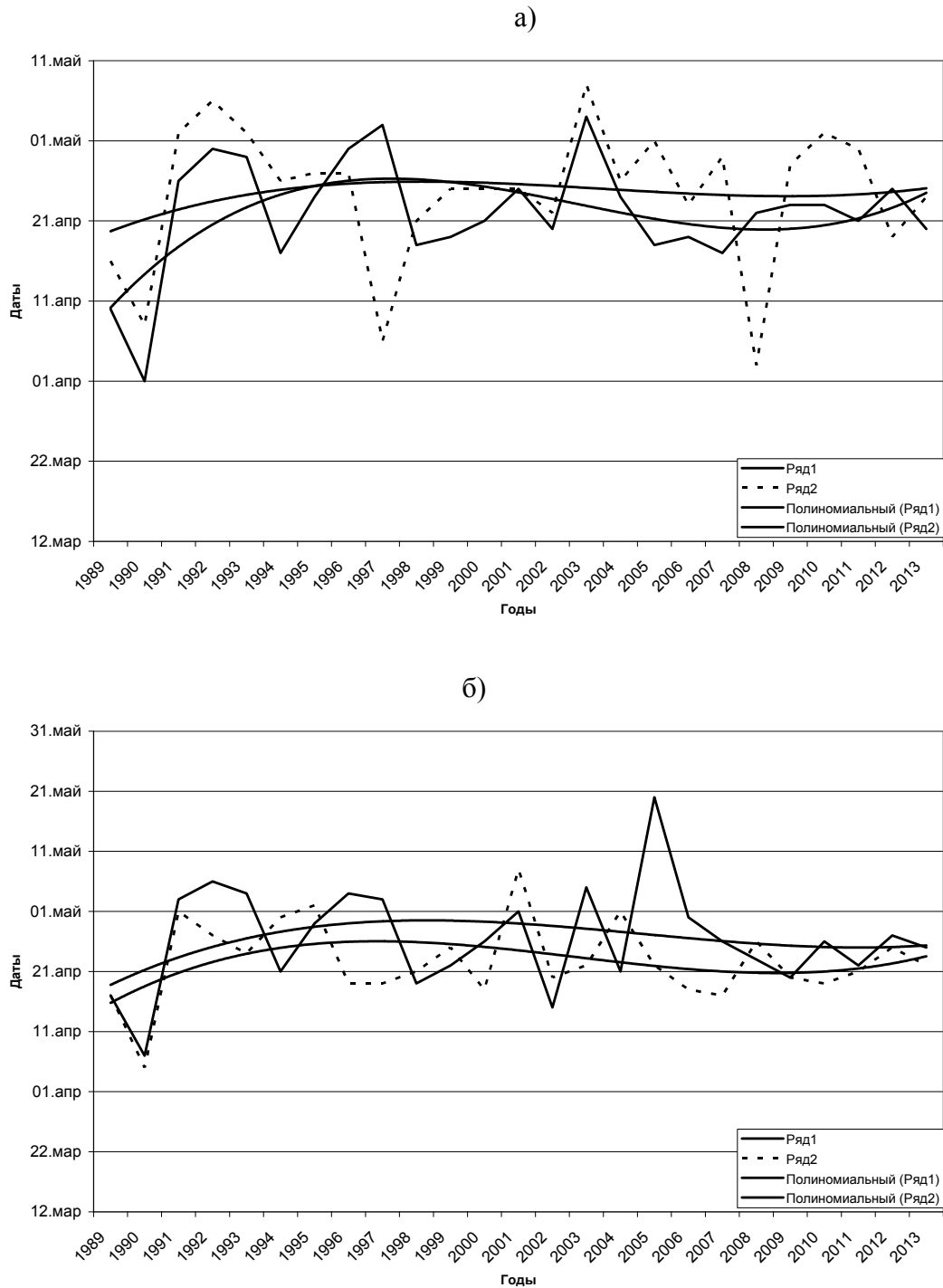


Рис. 2 – Динамика и тренд фазы начало распускания почек у сортов а) Восторг (Ряд 1), Загадка (Ряд 2) и б) у сортов Рубин Таировский (Ряд 1), Загрей (Ряд 2)

Линия тренда фазы начало распускания почек у сорта Восторг (рис.2а) показывает, что с 1989 года наблюдалось ее смещение со второй на третью декаду апреля вплоть до конца исследуемого периода. У сорта Загадка отмечается более плавная тенденция и к концу исследуемого периода наблюдается смещение сроков наступления фазы с конца второй декады апреля на середину третьей декады апреля.

Самые ранние сроки наступления фазы начало распускания почек у сорта Рубин Таировский и Загрей (рис. 2б) были зафиксированы 7 апреля и 5 апреля 1990 года, соответственно, а наиболее поздние даты - 20 мая 2005 года (Рубин Таировский) и 8 мая 2001 года (Загрей). В среднем многолетнем, наступление данной фазы регистрируется 26 апреля (Рубин Таировский) и 22 апреля (Загрей). Линии тренда у этих сортов также показывают на смещение сроков наступления со второй на третью декаду апреля.

Проведены расчеты вероятности повреждения заморозками винограда в фазы начало сокодвижения и начало распускания почек традиционным методом с использованием данных об их средних многолетних сроках. Даты и интенсивность заморозков рассматривались по данным о минимальных температурах в метеорологической будке на высоте 200 см. Как следствие, отмечаются и небольшие различия в вероятности их повреждения заморозками - 3-6%.

Расчеты же вероятности повреждения винограда заморозками с учетом полученных результатов полевого эксперимента по минимальным температурам на высоте 50 см позволили уточнить степень риска повреждения винограда. Так, например, даже по средним датам наступления фаз начало сокодвижения винограда у всех четырех сортов вероятность повреждения варьируется от 10 до 15 %, а при разнице минимальных температур воздуха между высотой 50 и 200 см 3,4 °С вероятность повреждения возрастает до 76-95 % (табл.1а).

В фазу начало распускания почек диапазон изменчивости вероятности повреждения винограда заморозками у всех сортов чуть меньший и в среднем составляет 8-12 %, а с учетом разницы минимальных температур в 3,4 °С - 73-92 % (табл.1б). На территории Одесской области наиболее высокий риск повреждения винограда весенними заморозками отмечается по данным агрометеорологических станций Измаил и Сербка - 80-95%.

Выводы. В ходе проведенной работы было выявлено, что за последние десятилетие, сроки наступления фенологических фаз винограда сдвигаются на более позднее время. Такие изменения наблюдаются как для столовых, так и для технических сортов винограда с разной степенью сроков созревания. За весь исследуемый период времени сроки наступления фаз «Начало сокодвижения» и «начало распускания почек» сместились почти на декаду.

Тем не менее, не смотря на то, что по данным о температуре в метеорологической будке (на высоте 2 м) риск повреждения винограда весной изменяется от 8 до 15%, в слое воздуха 50 см от поверхности почвы могут наблюдаться риски повреждения от 40 до 95%.

Таким образом, даже не смотря, на то, что даты прекращения весенних заморозков отмечаются гораздо раньше дат наступления фаз вегетации винограда, при некоторых обстоятельствах, заморозки в деятельном слое могут достигать до весьма опасных значений.

Список литературы

1. Растениеводство / Под ред. В. Н. Степанова. — 2-е изд. — Л.: Гидрометеиздат., Москва, 1965 – 244 с..
2. Мерджаниан А.С. Виноградарство. – Л.: Издат. Колос, Ереван, 1967 – 223 с
3. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. – Л.: Гидрометеиздат, Ленинград, 1961 – 192 с.
4. Ляшенко Г. В. Агроклиматологическое районирование административного района (на примере Суворовского района Молдовы) : автореф. на соиск. степ. канд. геогр. наук, спец.: 11.00.09. – Одесса, 1991 -23 с.

Таблица 1 – Риск повреждения заморозками винограда
а) фаза начало сокодвижения

Агрометеорологические станции	Сорт Восторг				Сорт Загадка			
	Заморозки				Заморозки			
	200 см	50 см			200 см	50 см		
	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %
Одесса	13	21	51	80	10	22	50	81
Болград	15	29	52	85	14	27	48	84
Измаил	14	26	56	92	13	25	54	90
Сербка	14	26	56	94	15	27	55	94
Сарата	12	20	48	85	11	19	47	84
	Сорт Рубин Таировский				Сорт Загрей			
	Заморозки				Заморозки			
	200 см	50 см			200 см	50 см		
	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %
Одесса	11	19	42	76	9	18	48	77
Болград	13	20	47	78	13	26	49	82
Измаил	15	31	59	95	12	23	53	89
Сербка	14	30	59	95	14	23	53	91
Сарата	13	22	53	90	10	17	45	82

б) фаза начало распускания почек

	Восторг				Загадка			
	Заморозки				Заморозки в слое 0-50 см			
	200 см	50 см			200 см	50 см		
	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %
Одесса	8	16	39	73	6	15	45	74
Болград	10	17	44	75	10	23	46	79
Измаил	12	28	56	92	9	20	50	86
Сербка	11	27	56	92	11	20	50	88
Сарата	10	19	50	87	7	14	42	79
	Рубин Таировский				Загрей			
	Заморозки				Заморозки в слое 0-50 см			
	200 см	50 см			200 см	50 см		
	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %	Средн., %	1,2 °C, %	2,5 °C, %	3,4 °C, %
Одесса	10	18	48	77	7	17	47	76
Болград	12	26	49	82	11	25	48	81
Измаил	11	23	53	89	10	22	52	88
Сербка	11	23	53	91	12	22	52	90
Сарата	9	17	45	82	8	16	44	81

Модель імовірності пошкодження заморозками винограду різних сортів на території Одеської області. Ляшенко Г.В., Маринин Є. І.

Дана оцінка ризику пошкодження винограду різних сортів весняними заморозками з використанням моделі умовної ймовірності. Розрахунки проведені за даними п'яти агрометеорологічних станцій виноградарської зони Одеської області.

Ключові слова: весняні заморозки, виноград, модель умовної ймовірності ушкодження винограду

Probability model of damage frost on grapes different varieties in the Odessa region. Lyashenko G. V., Marinin E.I.

Assessed the risk of damage to the grapes of different varieties of spring frost using conditional probability model. Calculations were carried out according to the five agro-meteorological stations wine-growing zone of Odessa region.

Keywords: spring frost, grapes, model the conditional probability of damage grapes

УДК 556.166

Гопченко Є.Д., д.г.н., Романчук М.Є., к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

ТЕОРЕТИЧНА БАЗА ДЛЯ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ НЕВЕЛИКИХ РІЧОК

В статті розглядаються науково-методичні підходи щодо створення розрахункової методики для визначення характеристик максимального стоку невеликих річок.

Ключеві слова: максимальний стік, невеликі водозбори, паводки, водопілля, схиловий приплив води.

Вступ. Основні положення з теорії формування максимального стоку невеликих річок. До невеликих річок зазвичай відносять водозбори первинної гідрографічної мережі, які можна моделювати як природні об'єкти, що отримують поверхневе живлення за рахунок припливу води зі схилів до русел річок. Схему формування паводкового стоку за такою моделлю можна представити у вигляді двох операторів: «атмосферні опади – схиловий стік» і «схиловий приплив – русловий стік».

За А.М. Бефані [1], перший оператор описується рівнянням

$$C(n_1 + 1)y^{n_1+1} \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t, \quad (1)$$

де C – швидкісний параметр у рівнянні Шезі;

y – глибина рівномірно розподіленого шару схилового стокоутворення;

h_t – інтенсивність стокоутворення

$$h_t = a_t - i_t, \quad (2)$$

a_t - інтенсивність дощових опадів;

i_t - інтенсивність всмоктування вологи ґрунтом.

В результаті інтегрування (1) одержані два рівняння:

- для ділянки $(l_m - x_t)$, де l_m – довжина схилу; x_t – положення на схилі роздільного поперечного перерізу в момент часу t

$$y_t = \bar{h}_t \cdot t; \quad (3)$$

- на ділянці $x_t < l_m$

$$y_t = \left(\frac{\bar{h}_t \cdot x}{C} \right)^{\frac{1}{n_1+1}}. \quad (4)$$

Відповідно максимальні витрати води зі схилів у руслову мережу Q'_m будуть становити:

- при $T < t_{cx}$

$$Q'_m = C y^{n_1+1} = C \bar{h}_T^{n_1+1} \cdot T^{n_1+1}, \quad (5)$$

- де T – тривалість стокоутворення;
 t_{cx} – тривалість добігання до підшови схилу роздільного перерізу;
 - при $T > t_{cx}$

$$Q'_m = Cy^{n_1+1} = (\bar{h}_{t_{cx}})_m l_m; \quad (6)$$

$(\bar{h}_{t_{cx}})_m$ – максимальна інтенсивність стокоутворення за тривалість t_{cx} .
 Диференціальне рівняння другого оператора має вигляд [1]

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t, \quad (7)$$

- де Q – витрата води у розрахунковому створі;
 q'_t – рівномірно розподілений на одиницю довжини водотоку модуль схилового припливу.

Враховуючи, що швидкість переміщення паводкових (повеневих) хвиль майже не залежить від положення розрахункового створу, рівняння (7) можна спростити до рівня

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t. \quad (8)$$

Розв'язок (8) має два частинних рівняння відносно q_m [1]:

- при $t_p < T_0$, де t_p – тривалість руслового добігання

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p}; \quad (9)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}, \quad (10)$$

де Y_{t_p} – шар стоку, який формує максимальну витрату (модуль стоку) води за умови, що $t_p < T_0$;

Y_m – шар стоку за паводок.

В узагальненому вигляді

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi, \quad (11)$$

де $\varphi = \frac{Y_m}{Y_{t_p}}$ – «діючий» шар стоку, причому

- при $t_p < T_0$

$$\varphi = \frac{\int_0^{t_p} q'_t dt}{\int_0^{T_0} q'_t dt}; \quad (12)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1,0. \quad (13)$$

Диференціальне рівняння (8), його частинні та загальні розв'язки (9), (10), (11) не враховують наявності ефектів русло-заплавної трансформації паводків і водопіль. Удосконалюючи модельне рівняння (8), А.М. Бефані [2] представив поперечний переріз русел у вигляді суми

$$\omega_{заг} = \omega + \omega_3 + \delta\omega_a, \quad (14)$$

де $\omega_{заг}$ – загальна площа поперечного перерізу русла;

ω_3 – затоплювана площа заплав;

ω_a – площа зарегулювання частини припливу води зі схилів в алювії;

δ – вільна ємність пор алювію.

Надалі було зроблено припущення, що між ω_3 і ω_a , з одного боку, і ω , з іншого, існують лінійні залежності, а тому

$$\omega_3 = \omega(1 + k_1 + k_2), \quad (15)$$

де k_1 і k_2 – відповідні кутові коефіцієнти у частинних залежностях $\omega_3 = f(\omega)$ і $\delta\omega_a = f(\omega)$. З урахуванням (15)

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{1}{(1 + k_1 + k_2)} q'_t. \quad (16)$$

Коефіцієнт $1/(1 + k_1 + k_2) \leq 1,0$, очевидно, пов'язаний з русло-заплавним регулюванням паводків і водопіль. Якщо його позначити через ε , то (8) набуває вигляду

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \varepsilon q'_t. \quad (17)$$

Після інтегрування (17) за схемою (8) і нескладних узагальнень отримаємо розрахунковий вираз вигляду

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi \varepsilon. \quad (18)$$

Недоліки такої формалізації процесу формування максимального стоку полягають у тому, що припущення лінійної залежності між перерізами основного русла та заплави і алювію, причому в усьому діапазоні наповнення русел та незалежно від положення по довжині водотоку, не відповідає природі виучуваного явища.

Методика, що пропонується для розрахунку характеристик максимального стоку з невеликих річок. Більш загальне вирішення проблеми переміщення повеневих і паводкових хвиль по довжині невеликих річок можна отримати, виходячи, наприклад, з теорії руслових ізохрон. Взаємодіючими складовими процесу є приплив води зі схилів до руслової мережі, рівномірно розподілений по площі q'_t , та русло-заплавне регулювання у вигляді функції ε_t . Беручи розрахунковий крок у часі Δt , басейн невеликої річки можна представити як систему міжізохронних площадок розміром

$$f_t = B_t V \Delta t, \quad (19)$$

де B_t – середня ширина елементарної площадки в момент часу t ;

V – швидкість переміщення паводкових (повеневих) хвиль.

Якщо у модельному варіанті елементарні водозбори схематизувати за прямокутною формою, то

$$f_t = BV \Delta t. \quad (20)$$

За схемою руслових ізохрон можливі два випадки формування Q_m :

- коли тривалість руслового добігання t_p менша за тривалість схилового припливу T_0 , то

$$Q_m = BV \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t \Delta t; \quad (21)$$

- коли $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t. \quad (22)$$

В інтегральному вигляді (при $\Delta t \rightarrow 0$):

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt; \quad (23)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt. \quad (24)$$

Стосовно розв'язання рівнянь (23) і (24), зручним і надійним способом буде представлення функцій q'_t і ε_t редуційними залежностями за вибіркою ординат, починаючи з максимальних значень q'_m і ε_m , тобто

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \quad (25)$$

і

$$\varepsilon_t = \varepsilon_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (26)$$

Рівняння (25) описує головним чином одномодальні паводки або водопілля, характерні для явищ рідкісної ймовірності перевищення.

Відомості про числові значення складових (26) відсутні, оскільки відсутні відповідні матеріали вимірювань. У таких випадках скористуємось наближеними розв'язками рівнянь (23) і (24), здійснивши осереднення функції ε_t по t_p та по T_0 . Зокрема,

- при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = BVq'_m \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt = BVq'_m \bar{\varepsilon}_{t_p} t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (27)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = BVq'_m \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt = BVq'_m \bar{\varepsilon}_{T_0} T_0 \frac{n}{n+1}. \quad (28)$$

Для врахування наслідків осереднення ε_t по t_p і T_0 введемо перехідні (поправкові) коефіцієнти $k_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}}$. Тоді:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{np} = BVq'_m \varepsilon_F t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (29)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{np} = BVq'_m \varepsilon_F T_0 \frac{n}{n+1}, \quad (30)$$

де $\varepsilon_F = k_\varepsilon \cdot \bar{\varepsilon}_{t_p}$ і $\varepsilon_F = k_\varepsilon \cdot \bar{\varepsilon}_{T_0}$ – коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання паводків (водопіль).

Максимальні модулі стоку будуть дорівнювати:

- при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = q'_m \varepsilon_F \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (31)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = q'_m \varepsilon_F \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (32)$$

Введемо позначення для функцій, що описують процес трансформації паводкових і повеневих хвиль під впливом тривалості руслового добігання, як $\psi(t_p/T_0)$, причому

- при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (33)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (34)$$

Змінюється функція $\psi(t_p/T_0)$ від одиниці (при $t_p/T_0 = 0$) до 0 (при $t_p \gg T_0$).

Таким чином, в узагальненому вигляді формула максимального стоку для невеликих водозборів запишеться в редакції

$$q_m = q'_m \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F. \quad (35)$$

Наочне уявлення щодо функції $\psi(t_p/T_0)$ і ε_F можна отримати, виходячи з рис. 1.

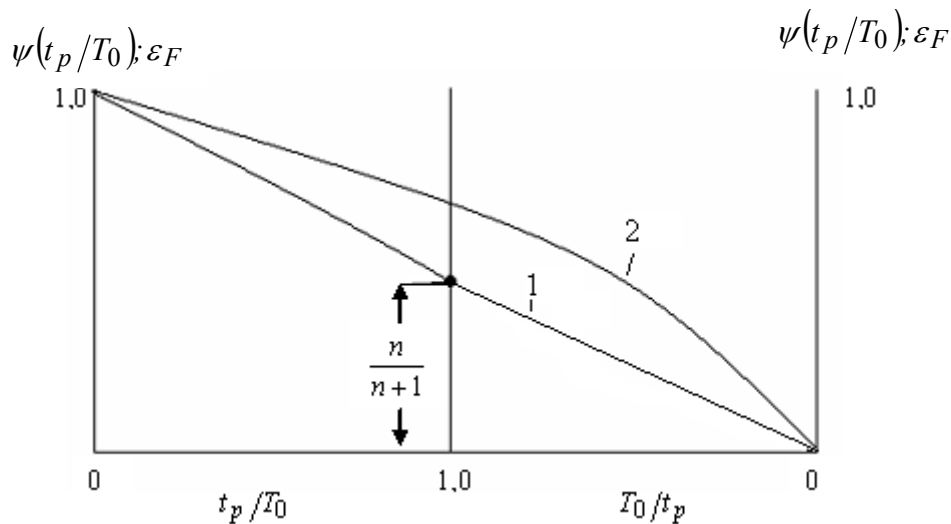


Рис. 1 – Залежність трансформаційних функцій: 1. $\psi(t_p/T_0)$ і 2. ε_F від співвідношення t_p/T_0 (при фіксованому значенні n)

Модуль схилового припливу q'_m можна визначити з (25), проінтегрувавши його по T_0

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} q'_m T_0. \quad (36)$$

Звідки

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (37)$$

де Y_m – шар стоку за паводок або водопілля.

При використанні у розрахунковій схемі атмосферних опадів (дошові паводки)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta. \quad (38)$$

Аналогічно для періоду весняного водопілля

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta, \quad (39)$$

де S_m – максимальні снігозапаси перед початком сніготанення;

x – опади від дати S_m до кінця водопілля.

Зауважимо, що формулу (35) можна використовувати як у розрахунковому варіанті, так і у прогнозному.

Висновки. Формування паводків (водопіль) є природною двооператорною системою трансформації стокоутворення у русловий стік : «схилове стокоутворення – схиловий приплив» і «схиловий приплив – русловий стік». Перший оператор зумовлений головним чином тривалістю схилового добігання, а другий – тривалістю руслового добігання й ефектами русло-заплавного регулювання.

Використовуючи теоретичну базу формування руслового стоку за моделлю руслових ізохрон, авторами обґрунтована розрахункова формула максимального стоку з невеликих річок. Її параметрами є модулі схилового припливу і функції розпластування паводків (водопіль) під впливом руслового добігання і русло-заплавної трансформації.

Запропонована формула може використовуватись як для дощових паводків, так і весняних водопіль, причому як у розрахунковому, так і прогнозному варіантах.

Список літератури

1. Бефани А.Н. Основи теории ливневого стока // Тр. ОГМИ. – Ч.2. – Вып. 14. – 1958. – 302 с.
2. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. – Обнинск, 1981. – Вып.2. – 60 с.

Теоретическая база для расчета характеристик максимального стока небольших рек.

Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.

В статье рассматриваются научно-методические подходы создания расчетной методики для определения характеристик максимального стока небольших рек.

Ключевые слова: максимальный сток, небольшие водосборы, паводки, половодье, склоновый приток воды.

The theoretical basis for the calculation of the characteristics of the maximum flow of the small rivers.

Gopchenko E.D., Romanchuk M.E.

The article discusses the scientific and methodological approaches for creating a computational technique for determining the characteristics of the high flow of small rivers.

Keywords: maximum runoff, small watersheds, floods, floods, slope water inflow.

Є.В.Обухов, д.економ.н.

Одеський державний екологічний університет

ВИЗНАЧЕННЯ ВТРАТ ВОДИ НА ВИПАРОВУВАННЯ З ДНІПРОВСЬКИХ ВОДОСХОВИЩ ЗА УЗАГАЛЬНЕНОЮ ФОРМУЛОЮ

На основі узагальнення реальної морфологічної та гідрометеорологічної інформації з водосховищ Дніпровського каскаду виявлена та наведена залежність для визначення втрат води на випаровування з їх акваторії.

Ключові слова: випаровування, водосховище, вода, експлуатація, акваторія, втрати, глибина.

Вступ та постановка проблеми. Випаровування з водної поверхні водосховищ є важливою витратною складовою їх водних балансів [1-6]. В маловодний період стік Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Дону становить близько 48 км^3 за рік. Із загальних втрат води (22,5% від стоку) 11,5% відносять на випаровування з водосховищ. Середньорічні втрати води на випаровування по Дніпровському каскаду становлять понад 5 км^3 , а максимальні з Каховського водосховища у 2007 р. становили $2,36 \text{ км}^3$. Тільки при шарі випаровування в 1 мм з водної поверхні Каховського та Кременчуцького водосховищ при нормальному підпертому рівні втрачається відповідно 2,16 та $2,25 \text{ млн м}^3$ води за рік. На втраченій на випаровування з Каховського водосховища воді можна було б виробити понад 90 млн кВт*год електроенергії на рік. Звідси до цієї витратної складової водного балансу постійний практичний та науковий інтерес. Трудомісткість розрахунків випаровування з водної поверхні підкреслюють численні емпіричні формули і методи, спрощені та наближені методи Майера, М.С. Каганера, М.В.Чеботарьова, О.П. Браславського і З.О.Вікуліної, В.В.Шулейкіна та автора [7].

Метою даної роботи є узагальнення та удосконалення розрахункових підходів до визначення показників випаровування з акваторій водосховищ, виявлення відповідної залежності для завчасних оперативних автоматизованих розрахунків та порівнянь втрат води на випаровування при розробці проектних заходів щодо реконструкції гідровузлів та при розробці режимів експлуатації водосховищ.

Основними матеріалами досліджень є складові водних балансів за період експлуатації [5,6], основні характеристики водосховищ, результати досліджень випаровування за минулі роки [1-20].

Дніпро є третьою з найбільших річок Європи. Довжина річки 2285 км, в межах України – 1121 км. Загальна водозбірна площа басейну Дніпра $503,6 \text{ тис. км}^2$, в межах України - 293 тис. км^2 (55%). Виток Дніпра знаходиться на Валдайській височині в Смоленській області РФ на висоті 220 м над рівнем моря, загальний ухил річки 0.11%. Впадає Дніпро в Чорне море. Всього в басейні Дніпра 32 тис водотоків, серед яких 89 довжиною 100 км і більше. Густота річкової мережі змінюється від $0,39 \text{ км/км}^2$ в зоні лісів до $0,20 \text{ км/км}^2$ і менше на півдні. У відповідності з [13] річку поділяють на верхній Дніпро (від витoku до м. Київ), середній (від м. Київ до м. Запоріжжя) і нижній (від м. Запоріжжя до гирла).

Середній багаторічний стік Дніпра у гирлі складає $53,5 \text{ млрд м}^3$, із яких 85% стоку формується у верхній його частині, до Києва. Стік річки дуже нерівномірний. Наприклад, витрати річки в районі м. Київ коливаються від 200 до $25 \text{ тис м}^3/\text{с}$, тобто максимальна витрата води перевищує мінімальну в 125 разів. Водний режим Дніпра має чітко виражену сезонність: різко виражене весняне водопілля, літня межень, осіннє

збільшення водності річки і зимова межень з паводками в період відлиг. Льодостав починається в грудні.

Основне (65%) живлення Дніпра та річок його басейну – снігове. 33% від об'єму стоку складає підземне живлення.

Найбільш повноводними місяцями є квітень і травень, а вересень є найменш повноводним.

Річна сума опадів зменшується з 620 мм (біля м. Київ) до 323 мм (біля м. Херсон), а сумарне випаровування відповідно збільшується від 642 до 921 мм.

Природні умови в басейні Дніпра відповідають трьом природним зонам, через які протікає річка: лісовій, лісостеповій і степовій.

Первісний природний ландшафт 4/5 поверхні басейну Дніпра повністю трансформований: 60% поверхні розорано, 35% - сильно еродовано, 5% - урбанізовано, 10% - зайнято системами осушення та зрошення, 3% - затоплено штучними водосховищами. В межах басейну проживає і споживає воду до 30 млн. чоловік. Більше чверті від середнього багаторічного стоку Дніпра складає загальний водозабір води на водопостачання промисловості, на зрошення і на комунально-побутові потреби.

Велике значення для України має транспортне освоєння Дніпра і використання його гідроенергопотенціалу.

Потенційні гідроенергетичні ресурси Дніпра оцінюються в 14.6 млрд кВт·г електроенергії в середній за водністю рік.

Схема комплексного використання водних ресурсів Дніпра дозволила одержати близько 10 млрд кВт·г гідроенергії, створити глибоководний транспортний шлях довжиною більше 1000 км, забезпечити водою багатогалузевий господарський комплекс і комунально-побутові потреби населення.

Шість гідроелектростанцій на Дніпрі нижче м. Київ здійснюють перерозподіл нерівномірного стоку річки в часі, змінюючи тим самим її гідрологічний режим.

Дніпровський каскад гідровузлів будувався майже півсторіччя (1927-1976). Першою була побудована Дніпровська гідроелектростанція, яка після війни була відбудована, а потім розширена до загальної потужності 1538 МВт (рис. 1).

Починаючи з 1956 р., приблизно через кожні чотири роки послідовно вводились в експлуатацію Каховська, Кременчуцька, Дніпродзержинська, Київська та Канівська ГЕС.

Встановлена потужність Київської, Канівської, Кременчуцької, Дніпродзержинської, Дніпровської та Каховської ГЕС разом з Київською ГАЕС складає 3905 МВт, а середнє річне виробництво електроенергії шести ГЕС становить 9274 млн кВт·г при встановленій потужності 3680 МВт.

Пропускна здатність ГЕС при НІР ($\text{м}^3/\text{с}$): Київської – 5600, Канівської – 7300, Кременчуцької – 5400, Дніпродзержинської – 4200, Дніпровської – 4950, Каховської – 2600.

Стік через турбіни в (%) від середньобогаторічного побутового стоку річки: Київської ГЕС – 96, Канівської – 96, Кременчуцької – 95, Дніпродзержинської – 91, Дніпровської – 94, Каховської – 87.

Повний об'єм водосховищ каскаду складає 43.58 км^3 , а корисний – 18.3 км^3 (табл. 1, 2).

Площа шести водосховищ при нормальному підпертому рівні ($\nabla \text{НІР}$) становить 6885 км^2 , а при рівні мертвого об'єму ($\nabla \text{РМО}$) – 4797 км^2 .

Загальна довжина водосховищ дорівнює 890 км, а довжина берегової лінії – 3079 км.

Сумарна площа мілководь до 2 м – 1341 км^2 , а до 1 м – 635 км^2 .

В межах каскаду захищено від затоплення 198 тис га території, з якої щороку відкачується близько 3 км^3 води.

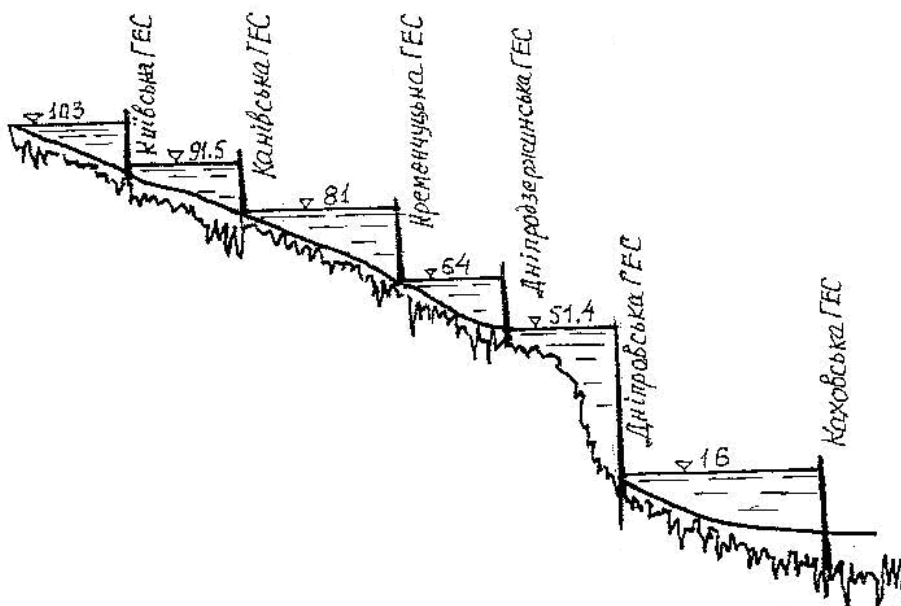
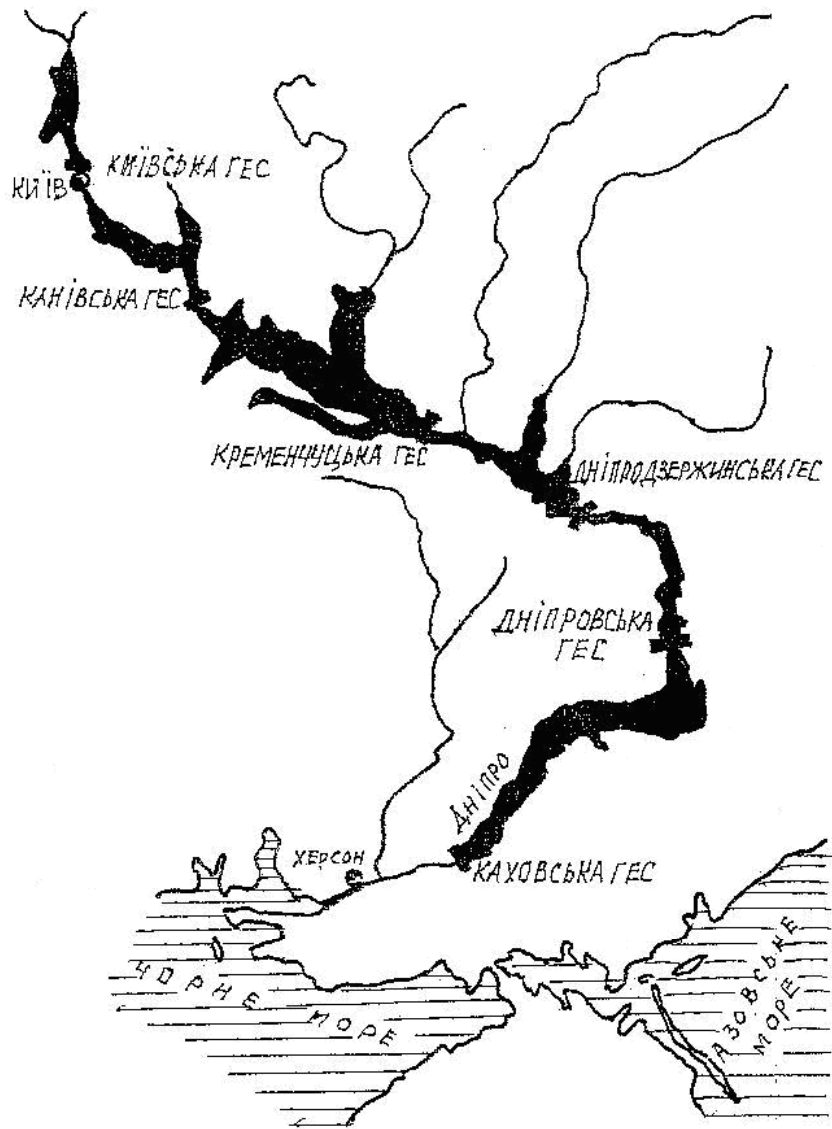


Рисунок 1 - Дніпровський каскад гідровузлів

Таблиця 1 – Основні характеристики дніпровських водосховищ

Водо-сховища	Вид регулювання стоку	Рік вводу	НПР м, абс	РМО м, абс	Об'єм водосховища, км ³		Характеристика водосховища при НПР						Середньо-багаторічний стік річки у створі, км ³ /рік
					Повний	Корисний	Площа, км ²	Довжи-на, км	Макс. ширина, км	Сер. ширина, км	Макс. глибина, м	Сер. глибина, м	
Київське	сезонне	1965	103.0	101.5	3.73	1.17	922	110	12	8.4	14.5	4.0	33.1
Канівське	добове, тижневе	1974	91.5	91.0	2.48	0.28	581	123	8	5.5	21.0	3.9	43.9
Кременчуцьке	річне з переходом у багаторічне	1961	81.0	75.75	13.52	8.97	2250	149	28	15.1	20.0	6.0	47.8
Дніпро-дзержинське	добове, тижневе	1964	64.0	63.0	2.46	0.53	567	149	8	5.1	16.1	4.3	52.0
Дніпровське	добове, тижневе	1932 1951	51.4	48.5	3.23	0.85	410	129	7	3.2	53.0	8.0	52.2
Каховське	річне	1956	16.0	12.7	18.18	6.78	2150	230	25	9.3	24.0	8.4	52.2

Таблиця 2 – Основні загальні показники водосховищ

Водосховища	Встановлена потужність ГЕС, N, МВт	Виробіток енергії, E, млн кВт·г/рік	Об'єм водосховища, км ³		Площа водосховища, км ²		Напір максимальний, Н, м	Довжина водосховища, l і грунтової греблі, l _г , км	Ширина, км		Глибина, м		Довжина берегової лінії, L, км	Мілководдя			
			повний, W _п	корисний, W _к	при НІР, F	при РМО, F _м			макс., b _м	середня, b _с	максимальна, h _м	середня, h _с		площа, км ²		об'єм, км ³	
														до 2м f ₂	до 1 м, f ₁	до 2м W _{м2}	до 1 м, W _{м1}
Київське	361	635	3.7	1.2	922	675	11.5	110/54	12	8.4	14.5	4.0	508	312	170	0.26	0.068
Канівське	444	823	2.48	0.28	581	553	15.0	123/16	8	5.5	21	3.9	391	167	55	0.27	0.054
Кременчуцьке	686	1506	13.5	9.1	2250	920	17.0	149/14	28	15.1	20	6.0	800	410	180	0.48	0.070
Дніпро- дзер- жинське	352	1250	2.4	0.3	567	519	15.5	149/35	8	5.1	16.1	4.3	360	182	96	0.13	0.058
Дніпров- ське	1500	3640	3.3	0.8	410	200	38.7	129/0	7	3.2	53	8.0	220	160	90	0.10	0.020
Каховське	351	1420	18.2	6.8	2155	1930	16.5	230/3	25	9.3	24	8.4	800	110	44	0.12	0.010
По каскаду	3680	9274	43.58	18.3	6885	4797		890/ 123					3079	1341	635	1.36	0.28

Захист 22 масивів території здійснює Дніпровське басейнове управління водних ресурсів – ДБУВР за допомогою 308.4 км захисних дамб з напором 3-15 м, 118 гідротехнічних споруд, 165.2 км берегоукріплення, 31 насосної станції з загальною продуктивністю 520 м³/с, 3 компресорні станції потужністю 550 м³/хв, що забезпечують роботу 370 свердловин фільтраційної завіси.

З екологічних проблем слід відзначити затоплення водою водосховищ 695 тис. га земель, в т. ч. 250 тис. га сільськогосподарських угідь. Підтоплені території займають 94 тис. га [13].

В основу дослідження покладено аналіз та узагальнення реальної морфологічної та гідрометеорологічної інформації.

Результати досліджень та їх аналіз. Розглядаючи акваторії водосховищ, відзначимо вплив орієнтації водойми, широту місцевості, слабку проточність водойми, зміну площі поперечного перерізу і відповідно глибини та місткості по довжині водосховища, скиди вище розташованих ГЕС та інших промислових і енергетичних об'єктів, значні забори води на водопостачання та зрошення, на внутрішньорічний та багаторічний розподіл температур по акваторії водосховища, а відповідно і на об'єми втрат води на випаровування з водної поверхні.

Об'єм втрат води на випаровування з усієї акваторії водосховища - це добуток розрахованого [7] або середньобагаторічного місячного шару випаровування і площі водного дзеркала акваторії при відповідному рівні води Z , який визначається за відповідними кривими площ $F = f(Z)$.

Аналіз та узагальнення цих розрахунків дозволили запропонувати формулу для оперативних завчасних розрахунків втрат води на випаровування з водної поверхні водосховища

$$W_e = A 10^{a + m \lg h/H}, \quad (1)$$

де: W_e – об'єм втрат води на випаровування з водної поверхні водосховища за місяць, млн м³;

A - відносна величина шару випаровування за місяць, $A = E_i / 300$;

E_i - заданий або розрахований шар випаровування з водної поверхні за місяць, мм;

300 – стала, яка дорівнює максимальному шару випаровування з водної поверхні

Каховського водосховища за місяць, мм;

a - параметр, який характеризує максимальні втрати води на випаровування з водної поверхні заданої акваторії, $a = \lg W_e$. (при $\lg h/H = 0$);

m - параметр, який враховує форму русла і є тангенсом кута нахилу лінії зв'язку $\lg W_e = f(\lg h/H)$;

h/H – відносна віддаленість розглядуваного рівня води в акваторії від дна;

h - відстань від дна до розглядуваного рівня води в акваторії, м;

H - максимальна глибина води в акваторії, м.

Значення параметрів в формулі (1) такі:

Водосховище	a	m	H (м)	дно (м)
Київське	8,516	2,100	12	92
Канівське	8,350	1,257	13	80
Кременчуцьке	8,870	1,520	17	65
Дніпродзержинське	8,297	1,856	12	53
Дніпровське	8,228	11,50	55	2
Каховське	8,825	0,417	13	0

Розрахунки виконуються для зони характерних рівнів води Z_i , тобто між відмітками форсованого підпертого рівня (ФПР) та рівня мертвого об'єму (РМО), що відповідає зоні корисного об'єму водосховищ, яка призначена для можливого спрацювання.

Відзначимо, що похибка при розрахунках втрат води на випаровування за формулою (1) становить менше 1%.

Висновки та рекомендації

1. Оперативні розрахунки втрат води на випаровування необхідні при обґрунтуванні економіко-екологічних проектних заходів щодо реконструкції гідровузлів у відповідності з положеннями «Національної програми екологічного оздоровлення басейну Дніпра та поліпшення якості води», яка затверджена Постановою Верховної Ради України від 27.02.1997 р. №123, та «Загальнодержавної цільової програми розвитку водного господарства та екологічного оздоровлення басейну р. Дніпро на період до 2021 р.», яка затверджена ВР України як закон від 24.05.2012 р. № 4836-1V.
2. Наведена формула дозволяє оперативно і завчасно розраховувати об'єми втрат води на випаровування з акваторій каскаду водосховищ, режими експлуатації яких здійснюються в різних гідрометеорологічних умовах, а також значно підвищити точність та надійність при розрахунках важливої складової водних балансів водосховища.
3. Наведена формула дозволяє автоматизувати розрахунки на ЕОМ.

Список літератури

1. *Обухов Є.В.* Випаровування з водосховищ українських гідровузлів та його питомі показники // Причорноморський Екологічний бюлетень.- Одеса, 2007.- №4(26).- С. 167-173.
2. *Обухов Є.В.* Питомі показники випаровування з водосховищ українських гідровузлів // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.- 2008.- Вип. 50, ч.11.-С.128-136.
3. *Обухов Є.В., Шихалєєва Г.М., Бабінець С.К., Кузьміна І.С.* Лабораторні дослідження інтенсивності випаровування з поверхні вод різної мінералізації// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса, 2010.- Вип. 51.- С. 243-247.
4. *Обухов Е.В.* Современные экономико-экологические проблемы эксплуатации водохранилищ Днепровского каскада // Тр. между. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1.-Пермь, 2011.- С.122-126.
5. *Обухов Є.В.* Економіко-екологічні оцінки проектів великих українських водосховищ: Монографія. – Одеса: ТОВ „ІНВАЦ“, 2008. – 100 с.
6. *Обухов Є.В.* Водне господарство України: Підручник. –Одеса:«Поліграфія», 2012. – 203 с.
7. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Порівняльні розрахунки випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в сучасних умовах // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2012. – Вип.13. – С.187-195.
8. *Корягіна О.С., Оухов Є.В.* Залежність випаровування з водної поверхні Каховського водосховища від температурного фактора. Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології».–Одеса: Вид. «ТЕС», 2012.–С.88-89.
9. *Обухов Є.В., Корягіна О.С.* Оцінка внутрішньорічних та багаторічних коливань температури поверхні води Каховського водосховища в умовах глобального потепління /Сборник матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конф. «Проблемы экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.190-197.
10. *Обухов Є.В., Корягіна О.С.* Температурний фактор та випаровування з Каховського водосховища / Сборник матер. VIII-ой междунар. научно-практ. конф. «Проблемы

экологической безопасности и развития морехозяйственного и нефтегазового комплексов». – Одесса: «Пассаж», 2012. – С.198-209.

11. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Вплив температурного фактора на показники випаровування з водної поверхні Каховського водосховища // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: Вид.»Екологія», 2012. – Вип. 14.– С.160-169.

12. *Обухов Е.В., Корягина Е.С.* Влияние изменения климата на показатели испарения с Каховского водохранилища // Тр. межд. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1.- Пермь, 2013.- С. 79- 83.

13. *Обухов Е.В., Корягина Е.С.*Обобщение показателей и оценка испарения с водной поверхности Каховского водохранилища /Збірка тез та наук. статей 4-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». – Херсон: ХТПП, 2012. – С.171-176.

14. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Узагальнені оцінки випаровування з Каховського водосховища: Монографія. – Одеса: Полиграф, 2012. – 130 с.

15. *Обухов Е.В., Корягина Е.С.* Влияние изменения климата на показатели температуры и испарения с Каховского водохранилища // Тр. Межд. н.-пр. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов», Т.1. Пермь, 2013.- С.271-276.

16. *Обухов Е.В., Корягина Е.С.* Обобщенные оценки временной изменчивости температуры и испарения с акватории Каховского водохранилища за период его эксплуатации // Географический вестник, Пермь, 2013.- № 3(26).- С. 49- 62.

17. *Обухов Є.В.,Корягіна О.С.*Оцінка впливу швидкості вітру над водною поверхнею на випаровування з Каховського водосховища / Збірка тез та наук. статей 5-го Міжн. Екол. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА». -Херсон: ХТПП, 2013. С.244-250.

18. *Обухов Є.В., Корягіна О.С.* Оцінка багаторічного та внутрішньорічного розподілу температури та випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в умовах зміни клімату //Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал, 2013.– №13.– С.162-175.

19. *Обухов Є.В.* Узагальнена формула для визначення втрат води на випаровування з Каховського водосховища // Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал, 2013.- №13.- С. 110- 115.

20. *Обухов Є.В.* Формула для визначення втрат води на випаровування з водної поверхні Дністровського водосховища / Збірка тез та наук. статей 5-го Міжн. Еколог. Форуму «Чисте МІСТО. Чиста РІКА. Чиста ПЛАНЕТА».- Херсон: ХТПП, 2013.- С.239-244.

Обухов Е.В. Определение потерь воды на испарение с днепровских водохранилищ по обобщенной формуле

На основании обобщения реальной морфологической и гидрометеорологической информации с водохранилищ Днепровского каскада выявлена и приведена зависимость для определения потерь воды на испарение с их акватории.

Ключевые слова: испарение, водохранилище, вода, эксплуатация, акватория, потери, глубина.

Obukhov E.V. Determination of water losses due to evaporation from the reservoir for the generalized formula.

The dependence identified and presents for determining the water loses due to evaporation from the reservoirs of the Dnieper cascade on the basis of generalization of real morphological and hydrometeorological information.

Key words: evaporation, reservoir, water, operation, water area, wastes, depth.

ОЦІНКА ПРИРОДНИХ ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА МЕТЕОРОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ

На більшості річок басейну Тилігульського лиману гідрометеорологічні спостереження не організовані. Існуючі ряди даних на річці Тилігул трансформовані водогосподарською діяльністю, що не дозволяє оцінити характеристики стоку з достатньою точністю. У роботі наведені характеристики річного стоку та мінімального стоку, а також внутрішньорічного розподілу, визначені за моделлю "клімат-стік" з використанням метеорологічної інформації.

Ключові слова: природні водні ресурси, метеорологічні дані, метод водно-теплового балансу, кліматичний стік.

Вступ. Тилігульський лиман є унікальною природною системою, яка має велике значення для рекреації, екологічного туризму, охорони здоров'я, аквакультури і рибальства в Одеській та Миколаївській областях. Стан цього лиману значною мірою залежить від кількості та якості вод, які надходять до цієї водойми з річками. Проте, водозбори басейну Тилігульського лиману недостатньо вивчені у гідрологічному відношенні через відсутність (рр. Балай, Царега, балка Хуторська) або нестачу (р.Тилігул) даних спостережень. Визначення характеристик стоку цих річок можливе лише на основі вже створених просторових узагальнень [8,10] або за умови організації спеціальних експедиційних досліджень. Оцінка точності розрахунків характеристик стоку, виконаних за даними спостережень у створі р. Тилігул - смт Березівка, показала, що при тривалості спостережень більше 50 років відносна середня квадратична похибка визначення середньої багаторічної величини річного стоку \bar{Y} становить 16,2%, у той час як допустима похибка визначення середньої величини складає 10% для гідрологічної зони недостатнього зволоження [11]. Значні похибки розрахунків статистичних параметрів річного стоку обумовлені великою його мінливістю: коефіцієнт варіації C_V дорівнює 1.18, коефіцієнт асиметрії C_S – 2.09. Гідрологічний пост р. Тилігул – с. Новоукраїнка, розташований у верхній течії річки Тилігул, був закритий у 1987 році. Через недостатність даних відносна середня квадратична похибка визначення \bar{Y} у цьому створі становить 26.0%, коефіцієнта варіації C_V – 17.8% (табл.1).

Таблиця 1 – Оцінки статистичних параметрів річного стоку, визначених за даними рядів спостережень на річці Тилігул

Річка-створ	Період спостережень, роки	\bar{Y} , мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}	C_S / C_V
р.Тилігул-с.Новоукраїнка	1955-1987	27	26.0	0.52	17.8	1.10	2.58	2.10
р.Тилігул-с.мт Березівка	1953-2011	8.4	16.2	1.18	13.6	2.09	1.47	1.77

Згідно із даними, наведеними у «Ресурсах поверхневих вод України» (1966 р.) [9] та у довіднику [10] характер внутрішньорічного розподілу стоку р.Тилігул

розрізняється за напрямком її течії: водозбір р. Тилігул - с. Новоукраїнка віднесено до Середньобузького гідрологічного району, водозбір р. Тилігул – смт Березівка розглядається як такий, що розташований у двох районах: Середньобузькому та Причорноморському. У верхньому створі річка Тилігул не пересихає зовсім, у нижньому створі пересихання стоку можливе у роки різної водності, навіть багатоводні. При переході від багатоводних років до маловодних початок періоду пересихання настає все раніше: дати настання зсуваються з вересня на червень. У створі р. Тилігул - с. Новоукраїнка найбільша водність річки спостерігається у березні, а найменша – у серпні-вересні. Для створу р. Тилігул - смт Березівка найбільша водність спостерігається у лютому та березні, найменша (для багатоводних років) – у вересні. У маловодні роки стік відсутній протягом всього періоду межені, а у дуже маловодні - впродовж року. Пересихання річки зумовлене як кліматичними умовами, так і водогосподарською діяльністю. Головним чинником трансформації стоку річок басейну Тилігульського лиману є створення ставків та водосховищ, які у зоні недостатнього зволоження виступають як штучні випарники води. Загальна кількість штучних водойм за уточненими даними Одеського управління водного господарству (нині – Одеське обласне управління водних ресурсів) та Миколаївського обласного виробничого управління меліорації і водного господарства на 2012 р. становить 140 [1]. З них на території водозбору річки Тилігул знаходиться 105 водойм, річки Царега – 12, річки Балайчук – 13, балки Хуторська – 4, інших балках – 6. За даними Одеського обласного управління водного господарства близько 80% штучних водойм річок щорічно пересихає. Це означає, що у більшості випадків побудовані ставки та водосховища не тільки сприяють збільшенню втрат на випаровування з поверхні водозбору, а ще й акумулюють у собі паводковий та повеневий стік, який через цю обставину майже не потрапляє до гирла.

Водогосподарська діяльність перерозподіляє не тільки річний стік, а й його внутрішньорічний розподіл, впливаючи також на формування мінімального стоку, середні багаторічні характеристики якого встановлюються для верхнього створу (р.Тилігул - с. Новоукраїнка), а для нижнього (р. Тилігул - смт Березівка) дорівнюють нулю.

Для визначення внутрішньорічного розподілу стоку річок можна використовувати схеми розподілу стоку у характерні за водністю роки [10].

Відсутність або недостатність спостережень за стоком річок басейну Тилігульського лиману обумовлює проблему визначення характеристик стоку досліджуваних річок. При цьому в умовах басейну Тилігульського лиману необхідно розділяти природний та порушений господарською діяльністю стан водних ресурсів. Вирішення цього питання можливе на основі моделі “клімат-стік”, розробленої в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Лободи Н.С. [2].

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Для обчислення характеристик стоку річок України при відсутності та недостатності даних спостережень розроблені карти ізоліній середніх багаторічних величин річного стоку, карти ізоліній коефіцієнтів варіації та регіональні розрахункові формули, виконано районування співвідношення C_s / C_v та значень автокореляційної функції із часовим зсувом 1. Через нестачу даних та їх трансформацію водогосподарською діяльністю на території Північно-Західного Причорномор'я ізолінії норм річного стоку проведені пунктиром, що свідчить про низьку точність їх визначення.

Карта ізоліній середніх багаторічних величин річного стоку річок України розробили Л.Г. Онуфрієнко та І.І. Волошин [7]. Запропонована карта спирається на матеріали 615 пунктів спостережень із площею водозборів від 100 км² до 50000 км². Не враховувались водозбори площею менше 100 км² рівнинних районів лісостепової зони,

а також Донецького Кряжу, Приазовської та Подільської височин, де стік значно відрізняється від зонального під впливом геологічної будови, карсту та інших місцевих чинників, серед яких значне місце можуть займати чинники антропогенного походження. При побудові карти використані ряди річного стоку від початку спостережень по 1978 р. Крок між ізолініями змінний: на півдні 0.5 л/(см²), на іншій частині рівнинної території - 1.0 л/(с·км²). У Карпатах ізолінії проведені з кроком через 5 та 10 л/(с·км²) [7].

Пізніше ця карта була уточнена А.І. Шерешевським та П.Ф.Вишневським [12] за рахунок використання додаткових даних 80-х років минулого сторіччя. На обох картах, так само, як і на картах СНП 2.01.14-83 [8] територія Північно-Західного Причорномор'я показана як недостатньо вивчена з гідрологічної точки зору: ізолінії норм стоку поведені пунктирною лінією. Суттєвим недоліком є те, що ці карти спиралися на матеріали про побутовий, тобто порушений водогосподарською діяльністю стік, що вплинуло на результати узагальнень.

Проф. Гопченко Є.Д. та проф. Лобода Н.С. запропонували використовувати для розрахунків стоку метеорологічну інформацію. Метеорологічні дані не підлягають впливу водогосподарської діяльності, яка діє на формування стоку річок. Ряди метеорологічних характеристик мають більшу тривалість у часі при порівнянні із гідрологічними. На території Північно-Західного Причорномор'я метеорологічна мережа більш розвинута, ніж гідрологічна. Стік, розрахований за метеорологічними даними, виключає вплив чинників підстильної поверхні як природних, так і обумовлених водогосподарськими перетвореннями. Таким чином, визначені характеристики стоку можуть розглядатися як такі, що описують природний зональний стік. Моделі розрахунків стоку, на вході яких використовуються метеорологічні дані, дістали назву моделей “клімат-стік”. Основою розрахунків стоку за метеорологічними даними є балансові методи, серед яких був обраний метод водно-теплового балансу [6].

Складові результуючого рівняння методу водно-теплового балансу були визначені для території України і узагальнені у вигляді карт ізоліній або порайонних залежностей [4]. Модель “клімат-стік” була апробована на матеріалах про природний річний стік для водозборів різних географічних зон України, що дозволило установити її адекватність даним спостережень [3].

Метою представленої роботи є визначення характеристик стоку річок басейну Тилігульського лиману у природних умовах його формування за результатами просторово-часових узагальнень характеристик стоку Північно-Західного Причорномор'я, виконаних в ОДЕКУ на основі моделі “клімат-стік”.

Матеріали та методи досліджень. Метод водно-теплового балансу базується на сумісному розгляді рівнянь водного та теплового балансів, які містять у собі загальну складову – сумарне випаровування з поверхні суші E . У результуючому рівнянні водно-теплового балансу величина E виражається через граничні ресурси енергії або так звані “теплоенергетичні ресурси клімату”, які представляють собою додатні складові теплового балансу земної поверхні [6]

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2) , \quad (1)$$

де R^+ - позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу; P^+ - позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, яке надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло; $B_1 - B_2$ - зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті позначається як ΔB); L - “приховане” тепло пароутворення; LE - витрата тепла на випаровування.

Величина E_m розраховується через теплоенергетичні ресурси і має назву еквівалента теплоенергетичних ресурсів клімату

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} \quad (2)$$

Теплоенергетичний еквівалент E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до поняття випаровуваності або максимально можливого випаровування (E_o), яке різними авторами визначалося як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: "випаровування зі зволоженої поверхні" (М.І.Будико); "випаровування з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею" (М.А.Багров); "випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності" (А.Р.Константинов). Проте максимально можливе випаровування у інтерпретації В.С. Мезенцева має однозначний фізичний зміст. Величина максимально можливого випаровування E_m розглядається як шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені всі теплоенергетичні ресурси клімату.

Рівняння водно-теплого балансу водозбору, виражене відносно величини стоку Y , записується таким чином [6]

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3)$$

Де H – характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють опади X , що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто $H = X + w_1 - w_2$; E_m – максимально можливе випаровування з поверхні суші; n – параметр, який інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку й береться рівним 3 згідно із рекомендаціями В.С.Мезенцева та дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ; Y – стік води за розрахунковий інтервал часу.

З урахуванням виразу $H = X + w_1 - w_2$, рівняння водно-теплого балансу записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (4)$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту у розрахунковому шарі ґрунту, набуває істотних додатних та від'ємних значень у середині року (місяця, декади) і в окремі роки (групи років).

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (5)$$

рівняння водно-теплого балансу набуває вигляду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (6)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ – середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та максимально можливого випаровування відповідно.

Від’ємник рівняння (6) є величиною середнього багаторічного випаровування з поверхні суші

$$\bar{E} = \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (7)$$

Норма річного стоку \bar{Y} , визначена за (7), зумовлюється кліматичними чинниками – нормою річних опадів \bar{X} й нормою максимально можливого випаровування \bar{E}_m , які підлягають закону географічної зональності та подаються у вигляді карт ізоліній. Розраховані при постійному n величини середнього багаторічного стоку \bar{Y} залежать від співвідношення показників ресурсів вологи \bar{X} та тепла \bar{E}_m ($\beta_x = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$) й відображають їхню взаємодію, через що й одержали назву «кліматичний стік», який позначається як \bar{Y}_k .

Для території України в ОДЕКУ розроблена формула для визначення середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування за даними про температури повітря

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} \bar{T}_i - 307, \quad r=0.94 \quad (8)$$

де \bar{E}_m – середня багаторічна величина (норма) максимально можливого випаровування за рік; $\sum_V^{IX} \bar{T}_M$ – сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (із травня по вересень включно); r – коефіцієнт кореляції.

Кarti ізоліній середніх багаторічних величин (норм) річних опадів, максимально можливого випаровування та розрахованого за (6) кліматичного стоку для північно-західного Причорномор’я були побудовані на топографічній основі 1:500000. При побудові карт ізоліній норм річного кліматичного стоку значення \bar{Y}_k відносяться до точок, які відповідають положенню метеорологічних станцій на карті. При визначенні норми кліматичного стоку з водозбору за допомогою карти ізоліній шукана величина встановлюється як середня зважена по площах, що містяться між ізолініями.

Для визначення характеристик стоку заданої забезпеченості визначені зв’язки між багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації C_v) та нормою річного кліматичного стоку [4]

$$C_V = \frac{1,5}{\left(\frac{\bar{Y}_K}{10}\right)^{0.62}}, \quad (9)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку.

Між коефіцієнтом асиметрії та коефіцієнтом варіації для території Північно-Західного Причорномор'я встановлено таке співвідношення

$$C_S = 1.7C_V, \quad (10)$$

де C_S – коефіцієнт асиметрії.

Значення автокореляційної функції річного стоку із часовим зсувом 1 для річок Північно-Західного Причорномор'я береться рівним нулю [4].

На водозборах малих та середніх річок із нестійким підземним живленням виконується перехід від норм зонального стоку до природного [3,4].

Для степової зони Північно-Західного Причорномор'я, де велике значення мають втрати стоку на поверхневе затримання, та діюча площа водозбору значно менша від фактичної, перехідні коефіцієнти від норм кліматичного до природного стоку визначаються за такою формулою

$$K_{ПЕР} = 1 - 0,003(280 - H_{СЕР}), \quad \text{при } H_{СЕР} < 280\text{ м}, \quad (11)$$

$$K_{ПЕР} = 1, \quad \text{при } H_{СЕР} \geq 280\text{ м}, \quad (12)$$

де $H_{СЕР}$ – середня висота водозбору.

Норма природного стоку $\bar{Y}_{ПР}$ визначається як добуток норми кліматичного стоку на перехідний коефіцієнт

$$\bar{Y}_{ПР} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (13)$$

Коефіцієнти варіації та асиметрії природного стоку малих та середніх річок встановлюються за формулами (9) та (10).

Апробація моделі «клімат-стік» як способу визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку була виконана з використанням даних водозборів різних природних зон України, у тому числі водозборів великих річок [4]. Встановлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за описаною моделлю знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень.

Результати дослідження та їх аналіз. Норма річного кліматичного стоку у межах північно-західного Причорномор'я змінюється від 10 мм до 50 мм [3]. Стан водних ресурсів, оцінених за метеорологічними даними, відповідає кліматичним умовам минулого сторіччя до початку суттєвого впливу глобального потепління на формування річного стоку. На той час норми річних опадів у басейні Тилігульського лиману змінювалися від 450 мм до 550 мм, норми максимально можливого випаровування від 900 до 985 мм, а норма кліматичного річного стоку від 13 до 37 мм (рис.1), (табл.2).

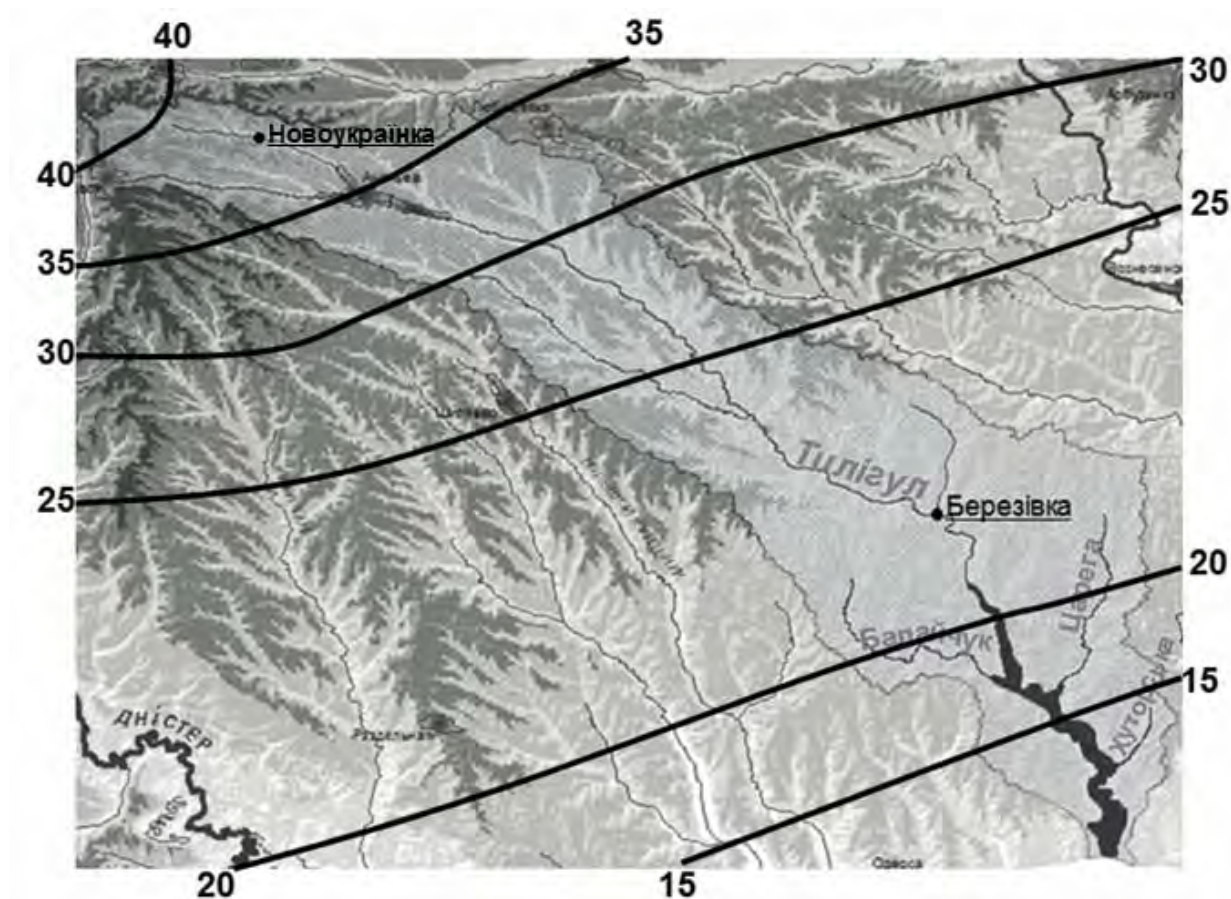


Рисунок 1 – Карта-схема ізолій норм річного кліматичного стоку (мм) річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Таблиця 2 – Характеристики кліматичних чинників та водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Річка-пост	Середні багаторічні значення			Норма річного кліматичного стоку \bar{Y}_K , мм
	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	\bar{E} , мм	
Тилігульський лиман				
Тилігул – Новоукраїнка	550	900	512	37
Тилігул-Березівка	515	940	490	25
Тилігул –гірло	500	950	482	23
Царєга	495	950	482	20
Балайчук	495	960	474	20
Хуторська	450	985	437	13
Боковий приплив	475	960	457	15

Оскільки середня висота водозборів річок басейну Тилігульського лиману менша за 280 м, виконувалося урахування втрат річного стоку на поверхневе затримання через перехідні коефіцієнти за (11) й згідно із (13) розраховувалися норми природного річного стоку та статистичні параметри, які характеризують мінливість та асиметрію рядів річного стоку (табл.3).

Таблиця 3 - Характеристики припливу річкових вод до лиманів Північно-Західного Причорномор'я у природних умовах формування стоку

Річка-пост	Норма кліматичного стоку, \bar{Y}_K , мм	Середня висота водозбору, $H_{СЕР}$, м	Площа водозбору, F , км ²	Перехідний коефіцієнт, $K_{ПЕР}$	Параметри природного річного стоку			
					\bar{Y}_{PP} , мм	\bar{W}_{PP} , м ³ 10 ⁶	C_V	C_S
Тилігульський лиман (площа водозбору 5420 км ²)								
Тилігул – Новоукраїнка	37	170	810	0.67	25	20	0.86	1.46
Тилігул-Березівка	25	120	3170	0.52	13	41	1.14	1.90
Тилігул – гирло	23	120	3550	0,52	13	46	1,14	1.90
Царега	20	50	657	0.31	6	3.9	2.02	3.13
Балайчук	20	60	586	0.34	7	4.1	1.67	2.83
Хуторська	13	54	108	0.32	4.3	0.46	2.25	3.80
Боковий приплив	15	45	349	0.30	4.5	1.6	2.20	3.74
Сумарний приплив прісних вод до лиману						56		

Таким чином, у неперушених водогосподарською діяльністю умовах загальний приплив річних вод \bar{W}_{PP} до Тилігульського лиману становив 56 млн.м³, з них лише на річку Тилігул припадало 46 млн.м³, тобто 82% від загального припливу прісних вод. Від річки Царега до Тилігульського лиману надходило 6% загального об'єму прісних вод, а від річки Балайчук – 7%.

Розрахунки річного стоку у роки різної забезпеченості дозволили встановити, що у дуже маловодні роки (із забезпеченістю стоку більше 95%) стік у річці Тилігул може бути відсутнім (табл.4, табл.5). Надходження вод від річок Царега, Балайчук та Хуторська до лиману взагалі не відбувається у роки із забезпеченістю, що перевищує 75%.

Таблиця 4 – Характеристики річного стоку (шари) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри природного річного стоку			Природний річний стік заданої забезпеченості, мм					
	\bar{Y} , мм	C_V	C_S	$Y_{0,1\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{25\%}$	$Y_{50\%}$	$Y_{75\%}$	$Y_{95\%}$
Тилігул – Новоукраїнка	25	0.86	1.46	135	67.1	35.3	20.1	9.31	0.28
Тилігул-Березівка	13	1.14	1.90	98.5	42.7	18.9	8.63	2.40	0.00
Тилігул – гирло	13	1.14	1.90	98.5	42.7	18.9	8.63	2.40	0.00
Царега-гирло	6	2.02	3.13	93.9	29.8	8.06	1.09	0.00	0.00
Балайчук-гирло	7	1.67	2.83	87.4	30.4	9.57	2.44	0.00	0.00
Хуторська-гирло	4.3	2.25	3.80	81.4	22.7	4.64	0.24	0.00	0.00
Боковий приплив	4.5	2.20	3.74	82.7	23.4	4.95	0.34	0.00	0.00

Таблиця 5 – Характеристики річного стоку (об'єми) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри природного річного стоку			Природний річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{0,1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул – Новоукраїнка	20	0.86	1.46	107	53.7	28.1	15.9	7.44	0.22
Тилігул-Березівка	41	1.14	1.90	311	134	59.7	27.2	7.35	0.00
Тилігул – гирло	46	1.14	1.90	349	151	67.2	30.5	8.5	0.00
Царага	3.9	2.02	3.13	61.2	19.3	5.24	0.71	0.00	0.00
Балайчук	4.1	1.67	2.83	51.3	17.7	5.54	1.43	0.00	0.00
Хуторська	0.46	2.25	3.80	8.71	2.43	0.49	0.03	0.00	0.00
Боковий приплив	1.6	2.20	3.74	29.4	8.29	1.74	0.12	0.00	0.00

Розподіл стоку по сезонах і місяцях для невивчених у гідрологічному відношенні річок описується за типовою схемою, наведеною в [10], (район XV). Згідно із цим розподілом досліджувані річки можуть практично не мати стоку як у багатоводні, так і маловодні роки, але тривалість відсутності стоку буде зростати при переході від багатоводних до маловодних років (табл.6). За нормою кліматичного або природного річного стоку і типовою схемою устанавлюються розподіли величин стоку по місяцях і сезонах у характерні за водністю роки.

Для малих річок з площею водозбору, не меншою за 20 км² для зволжених територій та 50 км² для зони недостатнього зволоження, згідно із нормативним документом [8] рекомендується визначати таку характеристику мінімального стоку як мінімальний 30-денний стік 80%-ї забезпеченості

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^{n_1}, \quad (14)$$

де f - середня по району площа з відсутністю стоку (-) або середня площа підземного басейну, який забезпечує додаткове живлення річок даного району (+) внаслідок дії карсту; a та n_1 – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність змін стоку із зростанням площі водозбору. Значення параметрів розрахункової формули наведені в таблицях СНіП 2.01.14.83.

Для водозбору р. Тилігул - с. Новоукраїнка параметри a , n , f , визначені за нормативами, дорівнюють 0.12; 1.35; 0.00 та 0.12; 1.26; 0.00 для зимової та літньо-осінньої межени відповідно. За формулою (14) значення мінімального 30-денного стоку 80%-ї забезпеченості дорівнюють 1.01 та 0.554 м³/с відповідно. Розраховані за (14) характеристики $Q_{80\%}$ суттєво перевищують визначені за рядами спостережень, які набувають значень 0,0753 м³/с для зимової межени та 0,0148 м³/с для літньо-осінньої.

В ОДЕКУ [3] розроблено методику визначення характеристик мінімального стоку невивчених у гідрологічному відношенні малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я, яка базується на використанні просторово-часових узагальнень моделі "клімат-стік".

Розрахунок норм мінімального 30-добового стоку зводиться до визначення коефіцієнтів k_L та k_3 , які являють собою частку від середньої багаторічної величини річного стоку

$$k_L = \frac{\bar{Q}_{30L}}{\bar{Q}}; \quad (15)$$

$$k_3 = \frac{\bar{Q}_{303}}{\bar{Q}}, \quad (16)$$

де k_L – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-ти денного мінімуму стоку у літню межень; k_3 – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-ти денного мінімуму стоку у зимову межень; \bar{Q}_{303} – норма 30-ти добового мінімуму у зимову межень; \bar{Q}_{30L} – норма 30-ти добового мінімуму у літню межень; \bar{Q} – норма річного стоку.

Карти ізоліній коефіцієнтів k_L та k_3 , побудовані на основі визначених за даними спостережень, даних наведені у монографії Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [3]. Хід ізоліній на цих картах відображає просторовий розподіл внеску стоку межені у формування річного стоку при переході із підзони північного степу до підзони південного степу. Для періоду літньо-осінньої межені коефіцієнт k_L дорівнює нулю, для періоду зимової межені коефіцієнт k_3 змінюється у верхній частині водозбору річки Тилігул від 0.4 до 0.05, що дозволило установити середні багаторічні характеристики стоку річок басейну Тилігульського лиману за період зимової межені (табл.6). Під нормою річного стоку слід розуміти норму стоку, визначену через кліматичний стік.

Таблиця 6 – Середні багаторічні значення 30-денного мінімального стоку зимової межені, визначені для природних (початкових) умов

Річка - пост	Середні багаторічні величини природного річного стоку		Ваговий коефіцієнт зимової межені k_3	Норма 30-ти денного мінімального стоку \bar{Q}_{303} , м ³ /с	Норма 30-ти денного мінімального стоку \bar{Q}_{303} , $\frac{л}{с \cdot км^2}$
	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{Q}_{ПР}$, м ³ /с			
Тилігул-Новоукраїнка	25	0.642	0.40	0.257	0.32
Тилігул-Березівка	13	1.31	0.04	0.0522	0.017
Тилігул-гирло	13	1.46	0.03	0.0439	0.013
Царега	6	0.125	0.02	0.00250	0.004
Балайчук	7	0.0130	0.02	0.00260	0.004
Боковий приплив	4,5	0.0467	0.01	0.00046	0.001

Висновки. За результатами розрахунків середній багаторічний приплив прісних вод до лиману у природних умовах мав би становити 56.0 млн.м³, а від річки Тилігул – 46.0 млн.м³. За даними Укрпівденводгоспу, який проводив додаткові експедиційні дослідження і узагальнення гідрологічних характеристик річки Тилігул, середній багаторічний об’єм річного стоку річки Тилігул становив 41.7 млн.м³. Відносне відхилення цих значень знаходиться у межах 10%, тобто у межах точності розрахунків річного стоку. За даними просторово-часових узагальнень, виконаних А.Я. Фоменком (1986 р.), приплив води до Тилігульського лиману мав би становити 50.5 млн.м³. Проте

середня багаторічна величина припливу, оцінена за даними спостережень (1953-2011рр.), дорівнює лише 26.7 млн.м³, що може бути спричинено як змінами клімату, так і водогосподарською діяльністю. Перспективи подальших розвідок включають до себе урахування чинників водогосподарської діяльності при розрахунках характеристик стоку річок басейну Тилигульського лиману шляхом використання результатів імітаційного стохастичного моделювання побутового річного стоку [6].

Список літератури

1. Водний фонд Миколаївської області. Миколаїв, 2009. – 184 с.
2. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу // Наук. Праці УкрНДГМІ, 2001. – Вип.249. – С. 106-120.
3. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
4. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
6. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины - Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 75 с.
7. Онуфриенко Л.Г., Волошин И.И. Определение годового стока рек Украины и Молдовы // Труды УкрНИИ Госкомгидромета. – М.:Московское отделение Гидрометеиздата, 1986. – Вып.217. – С. 3-20.
8. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1966.- т.6, вып.1:Украина и Молдавия. - 884 с.
10. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
11. Швебс Г.И., Игошин М.И. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
12. Шерешевский А.И., Вишневский П.Ф. Норма и изменчивость годового стока рек Украины / Гидробиологический журнал. - 1997. - Т.3. - С. 81- 91.

Оценка естественных водных ресурсов рек бассейна Тилигульского лимана по метеорологическим данным. Лобода Н.С., Божок Ю.В.

На большей части рек бассейна Тилигульского лимана гидрометеорологические наблюдения не организованы. Существующие ряды данных на речке Тилигул трансформированы водохозяйственной деятельностью, что не позволяет оценивать характеристики стока с требуемой точностью. В работе приведены характеристики годового стока и минимального стока, а также внутригодового распределения, рассчитанные по модели “климат-сток” с использованием метеорологической информации.

Ключевые слова: *естественные водные ресурсы, метеорологические данные, метод водно-теплового баланса, климатический сток.*

Evaluation of natural water resources of Tyligul lagoon basin on meteorological data. Loboda N., Bojok J.

On the most part of the rivers of Tyligul lagoon basin hydrometeorological observation are not organized. Existing series of data on Tyligul river were transformed by water management, it is not possible to estimate the runoff characteristics with required accuracy. Characteristics of annual, minimum runoff and intra-annual distribution were calculated by “climate-runoff” model with using meteorological data.

Keywords: *natural water resources, meteorological data, climatic runoff.*

**ОБГРУНТУВАННЯ МЕТОДИКИ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК
МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВОДОПІЛЬ І ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ В БАСЕЙНІ
ХАДЖИБЕЙСЬКОГО ЛИМАНУ**

Обґрунтовано методику визначення розрахункових характеристик весняних водопіль і дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення при оцінці надходження поверхневих вод у Хаджибейський лиман.

Ключові слова: схиловий приплив, русловий стік, максимальний модуль, ймовірність перевищення

Вступ. Рівневий режим Хаджибейського лиману значною мірою визначається скидами комунально-побутових вод СБО «Північна», причому протягом багатьох років ці скиди є досить значними. Зокрема, під час високих весняних водопіль, а також дощових паводків є велика загроза переповнення лиману поверхневими водами і, як наслідок, можливе затоплення одного з районів Одеси – Пересипу. Ось чому виникає необхідність в розрахунках характеристик паводків і водопіль взагалі, а виняткової ймовірності перевищення – особливо.

На жаль, існуюча нормативна база в галузі максимального стоку (у вигляді СНіП 2.01.14-83) не дозволяє надійно визначити максимальні витрати і шари стоку через відсутність гідрологічних спостережень у межах майже усієї Причорноморської низовини, включаючи й басейни Причорноморських лиманів.

Метою роботи є науково-методичне обґрунтування методу розрахунку гідрологічних характеристик весняних водопіль і дощових паводків виняткової ймовірності перевищення у багаторічному розрізі.

Методи дослідження. Діючим в Україні СНіП 2.01.14-83 [1] виділяються в окремі категорії дощові паводки і весняні водопілля.

Для розрахунку характеристик максимального стоку водопіль пропонується базова структура у вигляді [1]

$$q_{P\%} = \frac{k_0 Y_p}{(F + b)^{n_1}} \mu \delta \delta_2 \delta_3, \quad (1)$$

де $q_{P\%}$ - розрахунковий модуль стоку щорічної ймовірності перевищення $P\%$; k_0 - параметр, який залежить від дружності весняного водопілля і визначається за допомогою річок-аналогів; Y_p - розрахунковий шар сумарного весняного стоку, тобто без зрізки величини ґрунтового живлення, забезпеченістю $P\%$, причому

$$Y_p = Y_0 k_p, \quad (2)$$

Y_0 - середній багаторічний шар стоку за період водопілля; $k_p = f\left(C_v; \frac{C_s}{C_v}\right)$ - модульний коефіцієнт забезпеченістю $P\%$; C_v і C_s - коефіцієнти варіації і асиметрії часових рядів шарів стоку водопілля; μ - коефіцієнт, за допомогою якого враховується розбіжність розрахункових шарів стоку Y_p і максимальних модулів q_p ; δ - коефіцієнт для урахування впливу на q_p озер, водосховищ, ставків проточного типу; δ_1 , δ_2 і δ_3 -

редукційні коефіцієнти, які відносяться до залісених, заболочених та розораних водозборів (при $F < 200 \text{ км}^2$); n_1 - показник редукції максимальних модулів стоку при зростанні водозбірних площ річок; b – емпіричний коефіцієнт для врахування зниження редукції максимальних модулів стоку у межах невеликих водозборів.

Стосовно досліджуваного об'єкта, тобто басейну лиману Хаджибей, перш ніж використовувати структуру (1) та її параметри, необхідно звернути увагу на недоліки, які притаманні цій розрахунковій схемі. Їх можна поділити на два види. Перші відносяться до теоретичної обґрунтованості, а інші стосуються регіональних особливостей використання.

З теоретичної точки зору, структура (1) відповідає лише умові, коли по території можна осереднити тривалість схилового припливу. В свою чергу це означає, що на тривалість надходження води зі схилів до руслової мережі не впливають ні залісеність, ні заболоченість, ні географічне положення об'єктів. А таким вимогам, як видно з (1), формула і не відповідає. З іншого боку, штучним є використання добавки “ b ” у знаменнику розрахункової схеми. Теоретично при $F=0$ відношення $q_m / (k_0 Y_m)$ повинно дорівнювати одиниці, як верхній його межі. Але ж з (1) очевидно, що при $F=0$

$$q_m / (k_0 Y_m) = \frac{1}{b^{n_1}}. \quad (3)$$

Відповідно до [1], для степової зони і зони посушливих степів $n_1 = 0,35$, а $b = 10 \text{ км}^2$. У такому випадку $q_m / (k_0 Y_m) = 0,45$, що у 2,2 разу нижче за теоретичне значення.

Суттєві недоліки можна відзначити на регіональному рівні використання (1), а саме: при встановленні параметрів Y_0 , C_v і C_s / C_v доводиться спиратись на відповідні карти, що додаються до СНіП 2.01.14-83. Але у межах досліджуваної території, у зв'язку з відсутністю гідрологічних спостережень на річках, усі наведені вище параметри можуть визначатись лише орієнтовно, тобто з великими похибками. Ось чому нормативний документ СНіП 2.01.14-83 не може використовуватись при визначенні розрахункових характеристик весняних водопіль в басейні лиману Хаджибей.

Для дощових паводків СНіП 2.01.14-83 рекомендує застосовувати при встановленні розрахункових максимумів стоку дві структури:

а) при $F < 200 \text{ км}^2$

$$q_p = A_{1\%} \eta X_{1\%} \delta \lambda_p, \quad (4)$$

де q_p - максимальний модуль стоку забезпеченістю $P\%$;

$A_{1\%} = 16,67 \bar{\psi}(\tau)$ - ординати редукційної кривої $\bar{\psi}(\tau)$ в залежності від розрахункового часу τ

$$\tau = 1,2 t_p^{1.1} + t_{cx}, \quad (5)$$

t_p - тривалість руслового добігання; t_{cx} - тривалість схилового добігання; $X_{1\%}$ - добовий максимум зливових опадів забезпеченістю $P=1\%$; η - збірний коефіцієнт

стоку; δ - коефіцієнт для врахування впливу на максимальний модуль стоку озер, водосховищ і ставків проточного типу; λ_p - коефіцієнт забезпеченості;

б) при $F \geq 200 \text{ км}^2$

$$q_p = (q_{200} / F^{n_2}) \delta \delta_2 \delta_3 \lambda_p, \quad (6)$$

де q_{200} - максимальний модуль стоку, приведений до $F=200 \text{ км}^2$ і $P=1\%$; δ , δ_2 , δ_3 – емпіричні коефіцієнти для врахування впливу на максимальний модуль стоку озерності, заболоченості і розораності водозборів.

До зауважень, причому принципового характеру, необхідно віднести такі:

1. Неправомірність застосування на всій території України граничної площі використання (4) чи (6), яка береться на рівні 200 км^2 .

2. Теоретична необґрунтованість структури (4), оскільки в ній розглядається оператор «опади-русовий стік» замість «схиловий приплив-русовий стік».

3. Структура (6) відповідає умовам, коли по території, крім тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі, можна осереднити ще й шар паводкового стоку Y_m .

Картування ж q_{200} , прийняте в СНіП 2.01.14-83, автоматично відхиляє можливість застосування формули максимального стоку паводків при $F > 200 \text{ км}^2$ у вигляді (6). Таким чином, виникає необхідність доопрацювання нормативної бази в галузі максимального стоку паводків і водопіль, причому з урахуванням обмеженості гідрологічних спостережень в Причорноморському регіоні.

Результати дослідження та їх аналіз. Теоретичне обґрунтування науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку паводків і водопіль здійснено при розгляді природної моделі формування річкового стоку, а саме: «опади - схиловий стік - русловий стік». Для визначення базових рівнянь, що описують русловий стік, необхідно і достатньо розглянути фінальний оператор «схиловий приплив-русовий стік». Тоді в залежності від співвідношення між тривалостями руслового добігання t_p і схилового припливу T_0 на базі моделі руслових ізохрон будемо мати:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (7)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (8)$$

де Q_m - максимальний модуль схилового припливу, який описується рівнянням

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (9)$$

q'_m - максимальний модуль схилового припливу;

B_t - ширина водозборів по ізохронах руслового добігання, причому [2]

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]; \quad (10)$$

B_m - максимальна ширина водозборів по ізохронах руслового добігання; ε_t - функція русло-заплавного регулювання у часі.

Після інтегрування (7) і (8), з урахуванням (9) і (10), та деяких перетворень і узагальнень авторами [3] одержане розрахункове рівняння

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (11)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m; \quad (12)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу в період весняного водопілля; T_0 - тривалість схилового припливу повеневих і паводкових вод до руслової мережі; Y_m - шар стоку водопілля; ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання максимального стоку; $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - трансформаційна функція розпластування повеневих і паводкових хвиль під впливом часу їх руслового добігання, причому:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0; \quad (13)$$

б) при $0 < \left(\frac{t_p}{T_0}\right) < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (14)$$

в) при $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \geq 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right] \frac{n}{n+1} \cdot \frac{T_0}{t_p}; \quad (15)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (16)$$

Запропонована структура (11) може вважатися універсальною, оскільки вона задовольняє нормування на її базі максимального стоку як паводків, так і водопіль. З іншого боку, вона не має обмежень щодо розміру водозбірних площ. Основним параметром формули (11), яким визначається генетичний тип паводків і водопіль, є q'_m . Нижче зосередимо увагу, виходячи з необхідності оцінки надходження поверхневих

вод від паводків і водопіль виняткової ймовірності перевищення до лиману Хаджибей, на шарах стоку Y_m .

Визначення шарів стоку під час весняного водопілля. Стосовно максимального модуля стоку q'_m в період водопілля, враховуючи відсутність гідрологічних спостережень у Причорноморському регіоні, перепишемо (12) таким чином:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_0 + X_0) \eta_\epsilon k_p, \quad (17)$$

де S_0 - середньобогаторічна величина максимальних снігозапасів перед початком весняного водопілля; X_0 - середньобогаторічна величина кількості опадів в період водопілля; η_ϵ - коефіцієнт стоку; $k_p = f\left(C_v; \frac{C_s}{C_v}\right)$ - модульний коефіцієнт.

Статистична обробка величин максимальних снігозапасів S_m виконана у межах Причорноморської низовини по 41 метеорологічному пункту з періодами спостережень більше 15 років. Коефіцієнти варіації часових рядів S_m коливаються у межах 0,48-0,91. Максимальні снігозапаси S_0 змінюється по території у напрямку з півночі на південь від 60 мм у верхів'ях річок Південний Буг, Інгул, Інгулець до 20 мм – у межах прибережної смуги Причорноморської низовини. Для басейну лиману Хаджибей можна прийняти $S_0=25$ мм.

Снігозапаси в період весняного водопілля становлять лише частку від загального надходження води на водозбір. З балансових позицій, необхідно до S_m додати й ті опади X , які мали місце впродовж розвитку водопілля, тобто від дати S_m і до його закінчення. Таким чином, сумарне надходження води на водозбір за період водопілля X_s буде становити

$$X_s = S_m + X. \quad (18)$$

Спираючись на середньобогаторічні дати настання водопілля на півдні України, а також середні дати його закінчення, авторами [3] встановлена регіональна залежність

$$X = 8,0 + 8,1 \lg(F + 1). \quad (19)$$

З урахуванням (19) для середньобогаторічних величин

$$X_s = S_0 + [8,0 + 8,1 \lg(F + 1)]. \quad (20)$$

Ймовірнісні величини надходження поверхневих вод з водозбору забезпеченістю $P\%$ будуть становити

$$(X_s)_p = \{S_0 + [8,0 + 8,1 \lg(F + 1)]\} k_p. \quad (21)$$

Коефіцієнт варіації виявляє залежність від середніх величин максимальних снігозапасів S_0 , а саме

$$C_v = 0,60 + 0,53(S_0 - 20) \cdot 10^{-2}. \quad (22)$$

Для часових рядів $(S_m + X)$ співвідношення C_s / C_v нормовані на рівні 3,5.

Тепер стосовно коефіцієнта стоку η_e . Собою він представляє відношення

$$\eta_e = Y_m / (S_m + X). \quad (23)$$

В межах Причорноморської низовини високі водопілля супроводжуються коефіцієнтами стоку від 0,45 (р.Гнилий Єланець – с.Женево-Криворіжжя, $F=1190 \text{ км}^2$) до 0,17 (р.Ягорлик-с.Дойбани, $F=1220 \text{ км}^2$). Автори виконали узагальнення коефіцієнтів стоку η_e за методикою Л.Л.Ліштвана, тобто в залежності від розміру водозборів. На жаль, наявні дані охоплюють лише діапазон площ водозборів $F > 62,4 \text{ км}^2$.

Екстраполяція залежності $\eta_e = f(F)$ здійснена з використанням експериментальних даних, наведених у роботах [4,5]. Для досліджуваної території запропонована таблиця розрахункових коефіцієнтів η_e (табл.1).

Таблиця 1 – Коефіцієнти стоку весняного водопілля η_e

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100	500	1000	2000	5000	10000	20000
η_e	0,65	0,46	0,43	0,37	0,33	0,24	0,21	0,20	0,18	0,16	0,14

Визначення шарів стоку дощових паводків. Через відсутність гідрологічних спостережень у регіоні максимальний модуль стоку q_p для дощових паводків пропонується розраховувати з використанням паводкоформуєчих опадів X_δ , тобто

$$q'_p = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (X_\delta)_p \cdot \eta_e, \quad (24)$$

де q'_p - максимальний модуль схилового припливу паводкових вод забезпеченістю $P\%$; $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу паводкових вод до руслової мережі; T_0 - тривалість схилового припливу під час дощових паводків; $(X_\delta)_p$ - розрахункові опади

$$(X_\delta)_p = (X_\delta)_0 \cdot \eta_e; \quad (25)$$

$(X_\delta)_0$ - середнє значення добового максимуму зливових опадів; $\eta_e = k_n \cdot \eta'_e$ - збірний коефіцієнт стоку; k_n - коефіцієнт просторової нерівномірності опадів; η'_e - об'ємний коефіцієнт стоку.

Стосовно досліджуваної території можна впевнено стверджувати, що паводкоформуючі опади мають не тільки локальний характер, але й тривалість усього декілька годин. Тому добові максимуми опадів повною мірою репрезентують їх кількість за окремий дощ. Статистична обробка часових рядів X_{∂} була виконана за даними 71 метеорологічних станцій і постів, розташованих у межах Причорноморської низовини. Просторове узагальнення $(X_{\partial})_0$, C_v і C_s/C_v виконано методом С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [6]. Обидва параметри $(X_{\partial})_0$ і C_v і співвідношення C_s/C_v в основному підпорядковуються випадковому розподілу, а тому підлягають осередненню по території, причому $(X_{\partial})_0=37,9$ мм, $C_v=0,47$ і $C_s/C_v=3,0$. На базі таблиць нормованих ординат кривої трипараметричного гама-розподілу при забезпеченості $P=1\%$ розрахунковий шар добових опадів дорівнює 98,2 мм.

Оскільки добові опади по метеорологічних станціях і постах є точковими величинами, то для переходу їх з урахуванням розміру водозборів, необхідно до точкових значень ввести редуційні коефіцієнти переходу k_i .

За дослідженнями А.М. Бефані [2], для півдня України:

- при $t_p < 1$ доби

$$k_n = 1 / \left(1 + 0,003F^{\frac{3}{4}} \right); \quad (26)$$

- при $t_p \geq 1$ доби

$$k_n = 1 / \left[\left(1 + 0,0038 \right) / \left(1 + 0,26t_p \right) F^{\frac{3}{4}} \right]. \quad (27)$$

Коефіцієнт паводкового стоку є відношення

$$\eta'_{\partial} = Y_m / X_{\partial}, \quad (28)$$

де Y_m - шар стоку за паводок.

Узагальнені по території коефіцієнти паводкового стоку при забезпеченості $P=1\%$ представлені у табл.2 (в залежності від розмірів водозборів).

Таблиця 2 – Коефіцієнти паводкового стоку η'_{∂}

$F, \text{км}^2$	0	10	50	100	200	500	1000	5000	10000
η'_{∂}	0,60	0,57	0,51	0,49	0,47	0,46	0,45	0,44	0,41

Невисвітлена область ($F < 100 \text{ км}^2$) була доповнена даними нормативного документу СНіП 2.01.14-83.

Збірний коефіцієнт стоку $\eta_{\partial} = k_n \cdot \eta'_{\partial}$ розраховувався і нормувався шляхом поєднання табличних значень η'_{∂} і k_n , визначених за формулами (26) чи (27), в

залежності від тривалості руслового добігання $t_p = f(F)$. Змінюється η_o від 0,60 при $F=0$ до 0,14 – при $F=10000$ км² (табл.3).

Таблиця 3 – Коефіцієнти паводкового стоку η_o

$F, \text{км}^2$	0	10	50	100	200	500	1000	5000	10000
η_o	0,60	0,53	0,48	0,45	0,40	0,38	0,29	0,19	0,14

Аналогічна науково-методична база свого часу була використана при визначенні характеристик паводкового і повеневого стоку на території Тузлівських лиманів [7].

Висновки. Викладена методика розрахунку характеристик максимального стоку весняних водопіль і дощових паводків може використовуватись при визначенні надходження поверхневих вод не лише до Хаджибейського, а й для Куяльницького лиманів.

Список літератури

1. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
2. *Бэфани А.Н.* Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. – Ч.II. – Вып.XIV. – 305 с.
3. *Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.* Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – К.: КНТ, 2005. – 148 с.
4. *Романенко В.А.* Расчёт коэффициентов стока талых вод для гидрологических прогнозов // Труды УкрНИГМИ, 1964. – Вып.46. – С.34-43.
5. *Шпак И.С., Ищенко Н.Д.* Водный баланс полевого и лесного водосборов за 1960-62гг. // Труды УкрНИГМИ, 1964. – Вып.46. – С.91-109.
6. *Крицкий С.Н., Менкель М.Ф.* Гидрологические основы управления речным стоком. – М.: Изд-во «Наука», 1981. – 255 с.
7. *Гопченко Є.Д., Романчук М.Є.* Науково-методична база та розрахункові характеристики максимального стоку в басейні Тузлівських лиманів // Причорноморський екологічний бюлетень, 2007. - № 2(24). - С.56-62.

Обоснование методики расчета характеристик максимального стока половодий и дождевых паводков в бассейне Хаджибейского лимана. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р., Овчарук В.А.

Обоснована методика определения расчетных характеристик весенних половодий и дождевых паводков редкой вероятности превышения при оценке поступления поверхностных вод в Хаджибейский лиман.

Ключевые слова: склоновый приток, русловой сток, максимальный модуль, вероятность превышения

Grounding methodology for calculating of the maximum flow characteristics of the spring and rain floods in the basin Hadzibeevsky estuary. Gopchenko E., Shakirzanova J., Ovcharuk V.

The technique of determining the design characteristics of the spring floods and rain floods rare probability of exceedance for evaluate of influx of surface waters in the estuary Hadzibeevsky is substantiated.

Keywords: slope influx, channel flow, maximum modulus, the probability of exceeding

М.В. Захарова, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОД р. ПІВДЕННИЙ БУГ В ПУНКТІ м. ВІННИЦЯ ЗА ПОКАЗНИКАМИ ОКИСНЮВАНОСТІ

Стаття присвячена дослідженню якості вод р. Південний Буг в пункті м. Вінниця за показниками окиснюваності (біхроматна, перманганатна окиснюваність, кольоровість, вміст розчиненого кисню) та визначенню їх статистичних характеристик. Оцінка якості вод виконана на основі методики комплексної екологічної оцінки за еколого-санітарними критеріями. Використання кривих забезпеченості дозволило визначити різні рівні забезпеченості якості вод.

Ключові слова: показники окиснюваності, коефіцієнти варіації, криві забезпеченості, якість води.

Вступ. При дослідженні сучасного екологічного стану водних об'єктів України важливе значення має оцінка якості їх вод за показниками окиснюваності, оскільки вони є індикаторами наявності у водах річок сумарної кількості органічних речовин, які за своїм походженням поділяються на ті, що надходять ззовні (з водозбірної площі), та ті, що утворюються безпосередньо у водоймі. До першої групи належать переважно органічні речовини, які надходять з промисловими і господарсько-побутовими стічними водами, і гумусові речовини, які вимиваються з ґрунтів торфовищ, лісового перегною тощо [1].

Встановлено [2], що найбільшу кількість забруднених зворотних вод (75,7%) у водні об'єкти Вінницької області скидають підприємства комунального господарства. Основною загальною проблемою майже всіх очисних споруд каналізації (ОСК) таких господарств залишається наднормативне забруднення стічних вод, що скидаються у поверхневі водойми, азотом амонійним та органічними речовинами. Це пов'язано із зношеністю обладнання очисних споруд.

Відомо, що стан забруднення поверхневих вод Вінницької області став менш залежним від виробничої діяльності підприємств харчової (ВАТ «Вінниця олійножировий комбінат», ЗАТ «Поділляцукор») і переробної промисловості. В той же час помітно зросла частка у забрудненні водних об'єктів від підприємств житлово-комунального господарства (ОКВП ВКГ «Вінницяоблводоканал») [2, 3]. Основним джерелом забруднення поверхневих вод р. Південний Буг в пункті м. Вінниця можна вважати Вінницьке обласне комунальне підприємство водопровідно-каналізаційного господарства «Вінницяоблводоканал», яке, наприклад, у 2008 році скинуло 29,134 млн м³ господарсько-побутових стічних вод, що становить 38,4% від загального об'єму по області, та 3,42 тис. т (29%) забруднювальних речовин [3].

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Характеристики зміни показників якості вод в річках мають важливе практичне значення при використанні їхніх водних ресурсів. Однак багато аспектів багаторічних та сезонних коливань гідрохімічних характеристик залишаються слабо вивченими і не враховуються при оцінці якості вод. В існуючих нормативах в якості гранично допустимих значень показників, як правило, використовуються постійні величини, без врахування їхніх фонових значень та сезонних коливань. Саме тому в річках, які внаслідок впливу факторів, мають високий вміст досліджуваної речовини, оцінка якості води за цим показником завжди буде незадовільною [4, 5].

При оцінці допустимого антропогенного навантаження на річкову систему виникають труднощі, пов'язані, по-перше, з відмінностями допустимих лімітів

показників в різних нормативах та класифікаціях якості вод, а, по-друге, з істотною мінливістю показників якості у просторі та в часі [4].

Метою представленої роботи є дослідження мінливості статистичних характеристик показників окиснюваності, а також виявлення випадків перевищень їх величин над нормативними значеннями на основі комплексної екологічної оцінки якості поверхневих вод за еколого-санітарними критеріями [6] з використанням кривих забезпеченості розглядуваних гідрохімічних показників.

Матеріали та методи дослідження. В якості еколого-санітарних критеріїв в статті розглядаються показники окиснюваності вод: перманганатна окиснюваність (ПО, mgO_2/dm^3), біхроматна окиснюваність (БО, mgO_2/dm^3), кольоровість (К, град), вміст розчиненого кисню (O_2 , % насичення) в створах пункту моніторингу Державної гідрометеорологічної служби м. Вінниця, розташованих «1 км вище», «в районі» та «4 км нижче» міста за період 1976-2006 рр. Для виконання поставленого завдання в роботі використовувалися середні багаторічні та сезонні значення перелічених показників (\bar{C}).

Для опису мінливості гідрохімічних показників було використано ймовірнісний підхід [4, 5], що широко застосовується в гідрології для опису стоку річок, оскільки для них також характерні коливання, зумовлені великою кількістю факторів (гідрологічних, морфометричних, кліматичних, антропогенних та ін.) Ймовірнісний підхід передбачає використання статистичних параметрів та побудову кривих забезпеченості. При аналізі якості вод р. Південний Буг в пункті м. Вінниця за показниками окиснюваності за комплексною екологічною класифікацією [6] в статті були використані криві забезпеченості та оцінки, одержані в результаті статистичної обробки даних гідрохімічних спостережень за стандартними методами [7].

Результати дослідження та їх аналіз. Для дослідження ступеня впливу випусків стічних вод та рівня їх очищення на режим органічних речовин у водах р. Південний Буг в пункті м. Вінниця, в статті був виконаний аналіз на статистичну однорідність та відповідно перевірка на належність розглядуваних рядів гідрохімічних показників до однієї генеральної сукупності. Перевірка на однорідність, що була здійснена послідовно між всіма досліджуваними створами за критеріями Фішера та Стьюдента, показала, що ряди середньорічних значень показника БО є статистично однорідними для створів «1 км вище» та в «районі» м. Вінниця, а для інших попарно порівнюваних створів характеризуються неоднорідністю. Такий результат є цілком логічним, оскільки роботу станції повного біологічного очищення по знешкодженню стічних вод господарсько-побутового походження від органічних речовин (ефективність якої становить 80-95%), можна за аналогією з гідрологічним підходом віднести до тих водогосподарських перетворень на річковому водозборі, що порушують однорідність рядів гідрохімічних показників. На відміну від показника БО, ряди значень показників O_2 та К в усіх досліджуваних створах є однорідними, що свідчить про відсутність значущих змін умов формування їхнього гідрохімічного режиму.

Результати обчислення статистичних параметрів гідрохімічних показників наведені в табл. 1. Аналізуючи статистичні параметри величин O_2 , можна відзначити, що найбільш істотна неоднорідність спостерігається навесні та взимку. Коефіцієнти варіації C_v вмісту кисню у воді в створі, розташованому в «районі» м. Вінниця, взимку становлять 0,70, влітку – 0,40. Восени для створу «1 км вище» м. Вінниця найменше значення коефіцієнта варіації становить 0,31, а навесні для цього ж створу спостерігається його найбільше значення 0,57. В той же час, в створі «4 км нижче» м. Вінниця величини коефіцієнтів варіації коливаються в діапазоні від $C_v = 0,46$ (влітку) до $C_v = 0,54$ (восени).

Таблиця 1 – Основні статистичні оцінки показників окиснюваності на створах р. Південний Буг – м. Вінниця

№ п/п	Створ	«1 км вище»				«в районі»				«4 км нижче»			
		Параметри	O ₂	БО	ПО	К	O ₂	БО	ПО	К	O ₂	БО	ПО
Багаторічний період													
1	\bar{C}	107	28,1	5,62	22	108	28,9	5,57	23	108	29,1	5,54	23
2	$\sigma_{\bar{C}}$	40,7	19,1	2,44	13,4	43,1	20,5	2,36	14,5	37,7	15,8	2,27	13,8
3	C_v	0,38	0,68	0,43	0,61	0,40	0,71	0,42	0,62	0,35	0,54	0,41	0,61
4	C_s	1,80	2,00	0,76	2,01	1,69	2,21	-0,60	1,74	1,14	0,87	-0,60	1,93
5	C_s/C_v	4,7	3,3	1,8	3,3	4,2	4,6	-1,5	2,8	3,3	1,6	-1,6	3,2
Весна													
6	\bar{C}	99,8	26,2	-	18	88,5	28,3	-	19	83,3	21,6	-	19
7	$\sigma_{\bar{C}}$	56,7	39,6	-	4,87	46,1	39,8	-	4,88	41,4	19,5	-	3,99
8	C_v	0,57	1,51	-	0,27	0,52	1,41	-	0,26	0,50	0,91	-	0,21
9	C_s	0,20	3,40	-	0,11	0,33	3,19	-	0,72	0,44	2,45	-	1,08
10	C_s/C_v	0,4	2,3	-	0,4	0,6	2,3	-	2,7	0,9	2,7	-	5,2
Літо													
11	\bar{C}	126	17,2	-	21	107	18,4	-	22	100	21,3	-	22
12	$\sigma_{\bar{C}}$	48,7	6,47	-	3,99	42,3	5,16	-	4,24	46,4	14,7	-	3,95
13	C_v	0,39	0,38	-	0,19	0,40	0,28	-	0,19	0,46	0,69	-	0,18
14	C_s	-0,90	1,36	-	-0,50	-0,20	0,78	-	-0,10	0,12	2,89	-	0,42
15	C_s/C_v	-2,5	3,6	-	-2,5	-0,6	2,8	-	-0,8	0,3	4,2	-	2,4
Осінь													
16	\bar{C}	89,8	16,6	-	24	101	16,4	-	24	112	15,5	-	26
17	$\sigma_{\bar{C}}$	28,0	7,02	-	6,47	46,5	3,28	-	6,62	60,7	8,85	-	7,27
18	C_v	0,31	0,42	-	0,27	0,46	0,20	-	0,27	0,54	0,57	-	0,28
19	C_s	-1,0	1,37	-	0,39	-0,8	-0,30	-	0,33	1,22	0,39	-	0,68
20	C_s/C_v	-3,3	3,2	-	1,4	-1,8	-1,5	-	1,2	2,2	0,7	-	2,5
Зима													
21	\bar{C}	83,7	19,6	-	20	80,2	21,1	-	19	96,1	21,2	-	16
22	$\sigma_{\bar{C}}$	45,8	17,5	-	17,4	56,2	17,1	-	9,82	45,4	18,4	-	7,36
23	C_v	0,55	0,89	-	0,86	0,70	0,81	-	0,52	0,47	0,87	-	0,46
24	C_s	0,96	1,09	-	2,99	1,75	1,29	-	0,69	0,62	1,66	-	0,10
25	C_s/C_v	1,8	1,2	-	3,5	2,5	1,6	-	1,3	1,3	1,9	-	0,2

Величини БО також значно змінюються за сезонами. Особливо істотна неоднорідність величини БО відзначається для всіх досліджуваних створів навесні та взимку. В ці періоди коефіцієнти варіації БО є значно вищими за 0,5. Максимальне

значення коефіцієнта варіації $C_v=1,51$ спостерігається навесні в створі «1 км вище» м. Вінниця, мінімальне – восени в «районі» м. Вінниця та дорівнює $C_v=0,20$. Слід окремо відзначити, що влітку та восени створ, розташований «4 км нижче» м. Вінниця, у порівнянні з іншими також характеризується досить великими значеннями коефіцієнта варіації – 0,69 та 0,57 відповідно (табл. 1).

Стосовно показника кольоровості слід відзначити, що найменші значення коефіцієнтів варіації C_v спостерігаються влітку та змінюються в незначному діапазоні від 0,18 до 0,19. Досить близькими за своїми значеннями є коефіцієнти варіації для показника кольоровості навесні та восени ($C_v=0,21\div 0,28$). Найбільш істотна неоднорідність кольоровості вод р. Південний Буг на створах м. Вінниця відзначається в зимовий період – від 0,46 до 0,86.

Виявлення статистичних зв'язків між гідрохімічними показниками р. Південний Буг на ділянці м. Вінниця (табл. 2) показало, що між показниками БО та К в більшості випадків існує обернена залежність. Найбільш значущим ($|r| \geq 2\sigma_r$) виявився зв'язок у зимовий період, оскільки під час зменшення концентрацій O_2 спостерігається, як правило [8], перехід гумусових речовин, що надають воді кольоровості, із донних відкладів у воду внаслідок високих градієнтів їхніх концентрацій (максимальне значення $r=-0,81$ в зимовий період).

Таблиця 2 – Коефіцієнти кореляції r між гідрохімічними показниками на створах р. Південний Буг – м. Вінниця

№ п/п	Створ	$r_{BO,K}$	σ_r	r_{BO,O_2}	σ_r
Багаторічний період					
1	«1 км вище»	-0,23	0,18	-0,55	0,13
2	«в районі»	-0,006	0,19	-0,56	0,13
3	«4 км нижче»	-0,09	0,18	-0,41	0,16
Весна					
4	«1 км вище»	-0,32	0,23	-0,08	0,29
5	«в районі»	-0,34	0,23	-0,11	0,28
6	«4 км нижче»	0,09	0,26	-0,28	0,26
Літо					
7	«1 км вище»	-0,48	0,29	0,67	0,20
8	«в районі»	0,07	0,31	0,20	0,29
9	«4 км нижче»	-0,42	0,25	0,61	0,19
Осінь					
10	«1 км вище»	-0,25	0,38	-0,52	0,33
11	«в районі»	0,38	0,38	-0,53	0,36
12	«4 км нижче»	-0,48	0,26	-0,61	0,24
Зима					
13	«1 км вище»	-0,81	0,09	-0,42	0,22
14	«в районі»	-0,59	0,17	-0,38	0,25
15	«4 км нижче»	-0,42	0,20	-0,16	0,26

Залежність між показником БО та вмістом O_2 також в своїй переважній більшості є оберненою із найбільшим статистично значущим коефіцієнтом кореляції -0,61, що спостерігається восени «4 км нижче» міста. Однак в літній період, залежність між цими

показниками набуває прямого вигляду через прискорення швидкостей біохімічних реакцій і в створах «1 км вище» та «4 км нижче» м. Вінниця досягає достатньо високих статистично значущих значень – до 0,67.

Для орієнтовної оцінки якості річкових вод Південного Бугу в пункті спостережень м. Вінниця, як вже згадувалося вище, було використано комплексну екологічну класифікацію поверхневих вод суші та естуаріїв за блоком еколого-санітарних (трофо-сапробіологічних) показників [6]. В якості таких були використані показники ПО, БО, а також O_2 .

Результати оцінки якості вод р. Південний Буг в створах моніторингу м. Вінниця за показниками окиснюваності представлені в табл. 3. Описуючи результати, наведені в табл. 3, слід відзначити, що сезонні показники окиснюваності коливаються в значних межах. Так, за максимальним значенням показника ПО якість води р. Південний Буг змінюється в діапазоні від II класу, 2 категорія («дуже добрий» стан вод) до IV класу, 6 категорія («задовільний» стан вод). За багаторічний період за осередненими значеннями показника ПО води р. Південний Буг в досліджуваних створах належать до III класу, 4-5 категорії, що відповідає «задовільному»-«посередньому» стану вод.

Таблиця 3 – Значення категорій та класів якості води за показниками окиснюваності в створах р. Південний Буг – м. Вінниця

Показник	Найгірше/ середнє значення за період спостережень	Весна	Літо	Осінь	Зима	Діапазон
«1 км вище»						
ПО, мг O_2 /дм ³	IV,6/III,5	-	III,4/III,4	-	IV,6/IV,6	III,4- IV,6/III,4-IV,6
БО, мг O_2 /дм ³	V,7/II,3	V,7/II,3	III,4/II,3	III,4/II,3	IV,6/II,3	III,4-V,7/II,3
O_2 , % насичення	V,7/III,4	V,7/IV,6	V,7/III,5	IV,6/II,3	V,7/III,4	IV,6-V,7/II,3- IV,6
«в районі»						
ПО, мг O_2 /дм ³	IV,6/III,4	-	II,3/II,3	-	IV,6/IV,6	II,3-IV,6/II,3- IV,6
БО, мг O_2 /дм ³	V,7/II,3	V,7/II,3	III,4/II,3	II,3/II,3	IV,6/II,3	II,3-V,7/II,3
O_2 , % насичення	V,7/III,4	V,7/III,5	V,7/III,4	V,7/III,4	V,7/III,4	V,7/III,4-III,5
«4 км нижче»						
ПО, мг O_2 /дм ³	III,4/III,4	-	III,4/III,4	-	III,4/III,4	III,4/III,4
БО, мг O_2 /дм ³	V,7/II,3	V,7/II,3	V,7/II,3	III,4/II,2	V,7/II,3	III,4-V,7/II,2- II,3
O_2 , % насичення	V,7/III,5	V,7/III,5	V,7/III,5	V,7/III,5	V,7/III,4	V,7/III,4-III,5

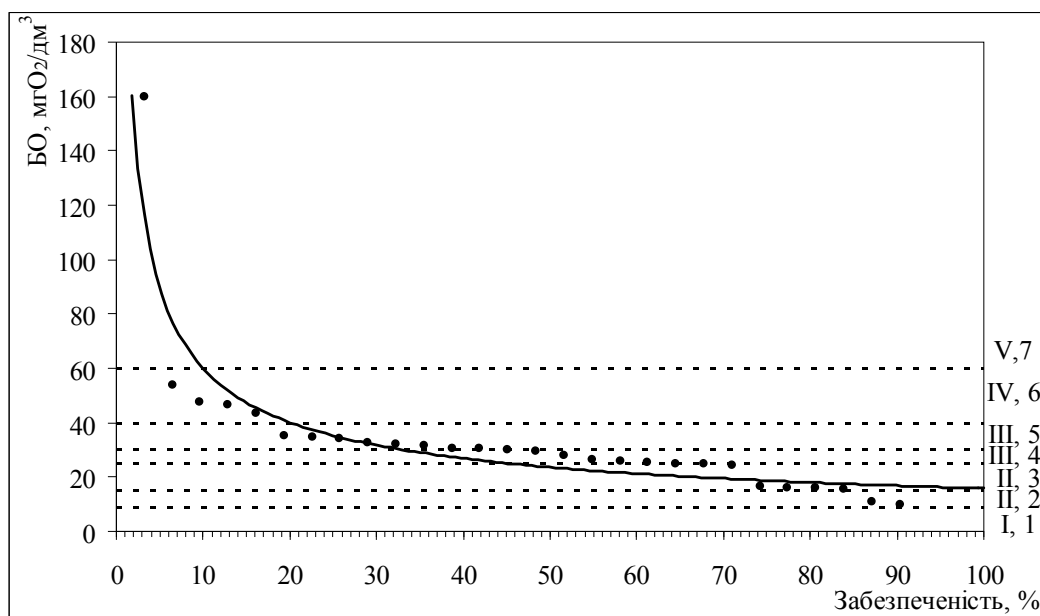
Сезонні зміни осереднених значень класів та категорій якості вод, визначених за показником БО, укладаються в діапазон II клас, 2-3 категорія (тобто «дуже добрі»-«добрі») в усіх створах моніторингу м. Вінниця, для максимальних значень класів

якості характерна значно більша розбіжність – для створів «1 км вище» та «в районі» міста «дуже поганий» (V клас, 7 категорія) стан вод відзначається навесні, для створу «4 км нижче» м. Вінниця V клас, 7 категорія якості вод спостерігається в усі сезони року, окрім осені, коли води переходять до «задовільного» стану.

Осереднені за сезонами значення класів та категорій, визначені за вмістом розчиненого кисню O_2 , відповідають зміні якісного стану вод р. Південний Буг в створі моніторингу «1 км вище» м. Вінниця в межах від II класу, 3 категорія («добрі») до IV класу, 6 категорія («погані»). В той же час «в районі» та «4 км нижче» міста їхній стан практично не змінюється, описується III класом, 4-5 категоріями, що відповідає «задовільному» та «посередньому» стану відповідно. За найгіршими значеннями O_2 слід відзначити, що практично в будь-який сезон води річки характеризуються за станом як «дуже погані» (V клас, 7 категорія).

Для оцінки якості вод з певною ймовірністю перевищення в роботі були побудовані криві забезпеченості, які надають більш повне уявлення про зміну якості вод в створах пункту спостережень р. Південний Буг – м. Вінниця.

Аналізуючи емпіричні криві забезпеченості показника БО, наведені як приклад на рис. 1-3, слід відзначити, що води р. Південний Буг в створі «1 км вище» пункту м. Вінниця в 3,5% випадків попадають в клас «дуже погані» (клас V, категорія 7), в 14% випадків – в клас «погані» (клас IV, категорія 6), в 32% випадків – в клас «посередні» (клас III, категорія 5), в 29% випадків – в клас «задовільні» (клас III, категорія 4), в 14% випадків – в клас «добрі» (клас II, категорія 3), в 7,1% випадків – в клас «дуже добрі» (клас II, категорія 2).



I, 1 – відмінні; II, 2 – дуже добрі; II, 3 – добрі; III, 4 – задовільні; III, 5 – посередні; IV, 6 – погані; V, 7 – дуже погані

Рис. 1 – Крива забезпеченості показника біхроматна окиснюваність (БО) у водах р. Південний Буг в створі «1 км вище» пункту м. Вінниця

Води р. Південний Буг в створі «в районі» пункту моніторингу м. Вінниця за показником БО в 3,7% випадків належать до класу «дуже погані» (клас V, категорія 7), в 18,5% випадків – до класу «погані» (клас IV, категорія 6), в 33% випадків – до класу «посередні» (клас III, категорія 5), в 11% випадків – до класу «задовільні» (клас III,

категорія 4), в 18,5% випадків – до класу «добрі» (клас II, категорія 3), в 15% випадків – до класу «дуже добрі» (клас II, категорія 2).

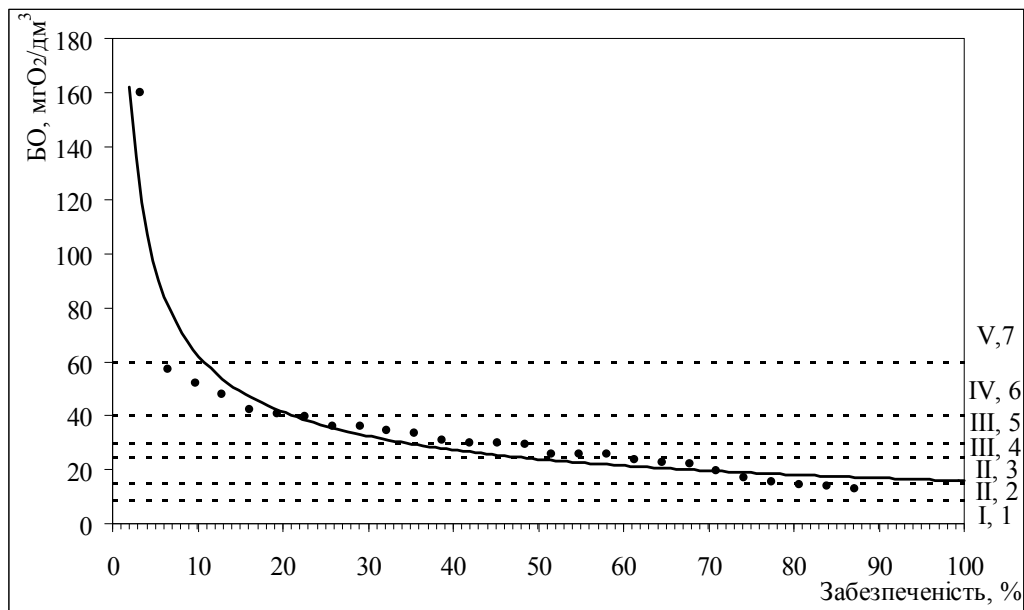


Рис. 2 – Крива забезпеченості показника біхроматна окиснюваність (БО) у водах р. Південний Буг в створі «в районі» пункту м. Вінниця

Аналіз якісного стану вод р. Південний Буг за показником БО в створі «4 км нижче» пункту моніторингу м. Вінниця показав, що в 3,6% випадків їхній стан характеризується як «дуже поганий» (клас V, категорія 7), в 11% випадків – як «поганий» (клас IV, категорія 6), в 39% випадків – як «посередній» (клас III, категорія 5), в 14% випадків – як «задовільний» (клас III, категорія 4), в 25% випадків – як «добрий» (клас II, категорія 3), в 7% випадків – як «дуже добрий» (клас II, категорія 2).

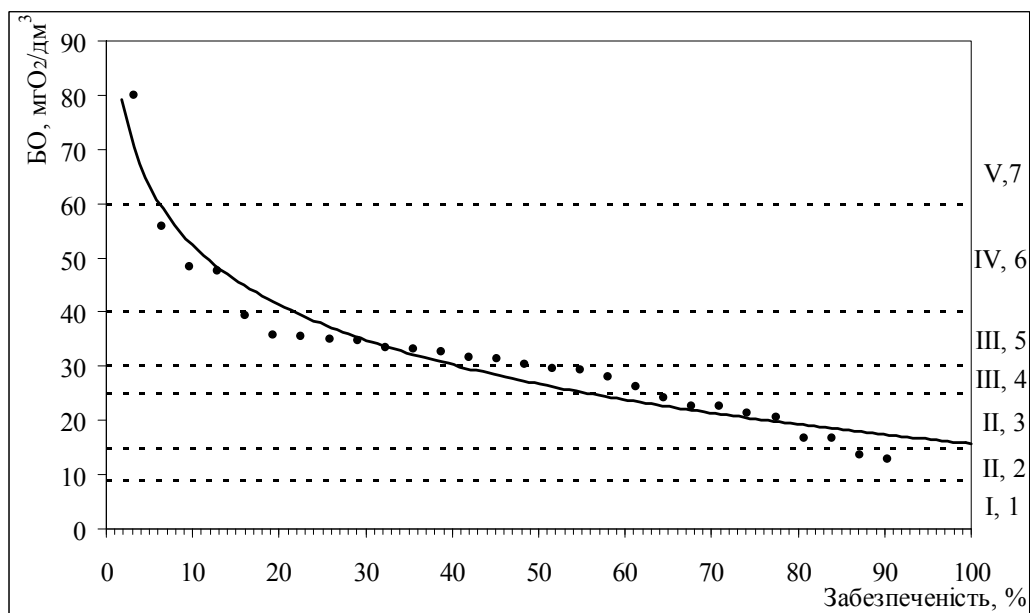


Рис. 3 – Крива забезпеченості показника біхроматна окиснюваність (БО) у водах р. Південний Буг в створі «4 км нижче» пункту м. Вінниця

Для показника вмісту розчиненого кисню O_2 на відміну від інших найгіршому стану води відповідають найменші значення концентрацій. Води в створі «1 км вище» пункту моніторингу р. Південний Буг – м. Вінниця в 10% випадків попадають в клас «дуже погані» (клас V, категорія 7), в 10% випадків – в клас «погані» (клас IV, категорія 6), в 6,7% випадків – в клас «посередні» (клас III, категорія 5), в 17% випадків – в клас «задовільні» (клас III, категорія 4), в 20% випадків – в клас «добрі» (клас II, категорія 3), в 30% випадків – в клас «дуже добрі» (клас II, категорія 2), в 6% випадків – в клас «відмінні» (клас I, категорія 1).

Води р. Південний Буг в створі «в районі» пункту моніторингу м. Вінниця за показником O_2 в 14% випадків належать до класу «дуже погані» (клас V, категорія 7), в 6% випадків – до класу «погані» (клас IV, категорія 6), в 10% випадків – до класу «посередні» (клас III, категорія 5), в 27% випадків – до класу «задовільні» (клас III, категорія 4), в 14% випадків – до класу «добрі» (клас II, категорія 3), в 23% випадків – до класу «дуже добрі» (клас II, категорія 2), в 6% випадків – до класу «відмінні» (клас I, категорія 1).

Аналіз якісного стану вод за показником O_2 в «створі 4 км» нижче пункту моніторингу р. Південний Буг – м. Вінниця показав, що в 10% випадків стан вод характеризується як «дуже поганий» (клас V, категорія 7), в 3% випадків – як «поганий» (клас IV, категорія 6), в 14% випадків – як «посередній» (клас III, категорія 5), в 28% випадків – як «задовільний» (клас III, категорія 4), в 31% випадків – як «добрий» (клас II, категорія 3), в 7% випадків – як «дуже добрий» (клас II, категорія 2), в 7% випадків – як «відмінні» (клас I, категорія 1).

Води в «створі 1 км» вище пункту моніторингу р. Південний Буг – м. Вінниця за показником ПО в 11% випадків попадають в клас «задовільні» (клас III, категорія 4), в 55% випадків – в клас «добрі» (клас II, категорія 3), в 22% випадків – в клас «дуже добрі» (клас II, категорія 2), в 11% випадків – в клас «відмінні» (клас I, категорія 1).

Води р. Південний Буг в створі «в районі» пункту моніторингу м. Вінниця за показником ПО в 25% випадків належать до класу «задовільні» (клас III, категорія 4), в 37,5% випадків – до класу «добрі» (клас II, категорія 3), в 37,5% випадків – до класу «дуже добрі» (клас II, категорія 2).

Аналіз якісного стану вод за показником ПО в «створі 4 км» нижче пункту моніторингу р. Південний Буг – м. Вінниця показав, що в 22% випадків він характеризується як «задовільний» (клас III, категорія 4), в 55% випадків – як «добрий» (клас II, категорія 3), в 22% випадків – як «дуже добрий» (клас II, категорія 2).

Висновки. В результаті виконаного дослідження закономірностей багаторічних та сезонних змін показників окиснюваності і якості вод р. Південний Буг в пункті моніторингу м. Вінниця за показниками окиснюваності можна підсумувати наступне:

- 1) ряди спостережень за показниками окиснюваності в більшості випадків є однорідними, що свідчить про відсутність порушень їхнього режиму через водогосподарську діяльність. Результати розрахунку статистичних параметрів продемонстрували значні сезонні коливання показників окиснюваності, особливо у зимовий період;
- 2) виявлення статистичних зв'язків в різні сезони між показниками окиснюваності вод р. Південний Буг в пункті м. Вінниця показало, що залежності між показником БО та К є значущими та оберненими взимку через зниження величин O_2 . У літній період через прискорення швидкостей біохімічних реакцій найбільш значущими виявилися зв'язки між показниками БО та O_2 в створах «1 км вище» та «4 км нижче» м. Вінниця;
- 3) оцінка якості вод р. Південний Буг в створах пункту моніторингу м. Вінниця, виконана за комплексною екологічною класифікацією поверхневих вод суші за блоком еколого-санітарних показників, показала, що найгірший стан вод (V клас, 7 категорія) за показниками БО та O_2 , спостерігається навесні, в літній та зимовий сезони в створі, який розташовується в «4 км нижче» пункту м. Вінниця, хоча за середніми значеннями стан вод можна охарактеризувати як змінний від «доброго» до «задовільного»;
- 4) аналіз кривих забезпеченості, показав, що відсоток випадків, коли стан вод р. Південний Буг описується класом «добрі» за показником БО поступово збільшується в напрямку «1 км вище», «в районі міста», «4 км нижче» (14%, 18,5% та 25% відповідно). Стан вод річки за показником ПО практично не змінюється за течією та відповідає «дуже доброму» та «доброму» класу, оскільки коливається в межах від 75% до 77% випадків. Такий результат свідчить про

досить високий ступінь очищення господарсько-побутових стічних вод від органічного забруднення. Слід відзначити, що кисневий режим річки на досліджуваній ділянці, який характеризується як «дуже добрий» та «добрий», погіршується після створу «1 км вище» (50% випадків) через витрачання O_2 на окиснення органічних речовин, що надходять в «в районі міста» (37% випадків) та не відновлюється в створі «4 км нижче» до первинних значень (38% випадків).

5) подальшою перспективою використання для оцінки якості вод річок ймовірного підходу є встановлення сезонних та регіональних особливості формування якості вод та відстеження з визначеним рівнем забезпеченості найбільш несприятливих значень гідрохімічних показників.

Список літератури

1. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Основи гідрохімії: Підручник – К.: Ніка-Центр, 2012. – 312 с.
2. *Доповідь* про стан навколишнього природного середовища у Вінницькій області (2012 рік) [Електронний ресурс]: (Регіональні доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2012 році). – Вінниця: 2013. – 242 с. – Режим доступу до доповідей: <http://www.menr.gov.ua/index.php/dopovidi/regionalni/1124-rehionalni-dopovidi-pro-stan-navkolyshnoho-pryrodozho-seredovyshcha-u-2012-rotsi>. – Назва з екрана.
3. *Доповідь* про стан навколишнього природного середовища у Вінницькій області (2008 рік) [Електронний ресурс]: (Регіональні доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2008 році). – Вінниця: 2009. – 143 с. – Режим доступу до доповідей: <http://www.menr.gov.ua/index.php/dopovidi/regionalni/343-rehionalni-dopovidi-pro-stan-navkolyshnoho-pryrodozho-seredovyshcha-u-2008-rotsi>. – Назва з екрана.
4. Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Ломова Д.В. Об использовании кривых обеспеченности гидрохимических показателей при оценке качества вод Северной Двины // Метеорология и гидрология. – 2005. - №7. – С. 77-88.
5. Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Ломова Д.В. Оценка качества вод рек севера Европейской России по показателям окисляемости // Метеорология и гидрология. – 2009. - №5. – С. 86-98.
6. *Методика* екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / В.Д. Романенко, В.М. Жукинський, О.П. Окснюк, та ін. – К.: СИМВОЛ-Т, 1998. – 28 с.
7. Пелешенко В.И., Ромась Н.И. Применение вероятностно-статистических методов для анализа гидрохимических данных: Учебное пособие. – Киев: Издательство Киевского университета, 1977. – 64 с.
8. *Осадча Н.М.* Закономірності міграції гумусових речовин у поверхневих водах України: дис. ...докт. геогр. наук. – Київ, 2011. – 620 с.

Оценка качества вод р. Южный Буг в пункте г. Винница по показателям окисляемости. Захарова М.В.

Статья посвящена исследованию качества вод р. Южный Буг в пункте г. Винница по показателям окисляемости (бихроматная, перманганатная окисляемость, цветность, содержание растворенного кислорода) и определению их статистических характеристик. Оценка качества вод выполнена на основании методики комплексной экологической оценки по эколого-санитарным критериям. Использование кривых обеспеченности позволило определить разные уровни обеспеченности качества вод.

Ключевые слова: показатели окисляемости, коэффициенты вариации, кривые обеспеченности, качество воды.

Assessment of water quality of the Southern Bug in the point Vinnytsya city on the indicators oxidability. Zakharova M.

The article is devoted to research the water quality of the Southern Bug in the point Vinnytsya city on the indicators oxidability (bichromate, permanganate oxidability, colourity, dissolved oxygen) and their statistic characteristics. Assessment of water quality was made by the method of environmental assessment on the ecological and sanitary categories. Using of probability curves was allowed to define the different levels of water's quality probability.

Keywords: indicators oxidability, variation coefficients, probability curves, water quality.

ПРИМЕНЕНИЕ КОНЕЧНО-РАЗНОСТНЫХ СХЕМ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ НЕУСТАНОВИВШЕЙСЯ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ ВЗВЕСИ В ВОДНОМ ПОТОКЕ

В статье рассмотрены различные конечно-разностные схемы при моделировании неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке в плоской постановке задачи. Выполнен анализ полученных решений, дана оценка погрешности расчетов и оптимизированы параметры сетки. Приводятся рекомендации для выполнения инженерных расчетов.

Ключевые слова: конечно-разностная схема, математическая модель, неустановившаяся турбулентная диффузия, взвесь.

Введение. Численный эксперимент широко применяется в настоящее время при различных изысканиях. Исследования турбулентной диффузии взвеси при дампинге грунтов не являются исключением. При моделировании этого процесса зачастую пользуются методом конечных разностей, который можно реализовать по явной, неявной и смешанной схемам. Упомянутые схемы обладают своими преимуществами и недостатками. Выполним анализ решений по этим схемам и выберем более подходящую схему.

Материалы и методы исследования.

Модель неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в полярной системе координат с начальными и граничными условиями можно записать в виде [1, 2]:

$$\begin{aligned} \partial C / \partial t &= D_T (\partial^2 C / \partial r^2) + D_T (\partial C / \partial r) / r - u(C/H), \\ C(t,r) &= C_0, \text{ при } r \leq r_0 \text{ и } t = 0, \\ C(t,r) &= 0, \text{ при } r > r_0 \text{ и } t = 0, \\ uC(t,r) - D_B (\partial C / \partial y) &= 0, \text{ при } y = 0, t > 0, \\ \partial C / \partial y &= 0 \text{ и } q_B = uC(t,r), \text{ при } y = H, t > 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где C – концентрация взвеси, г/м^3 ; t – время, отсчитываемое после сброса грунта, с; D_T и D_B – коэффициенты горизонтальной и вертикальной 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, г/м^3 ; r_0 – начальный радиус пятна, м; q_B – вертикальный поток оседающей взвеси, $\text{г}/(\text{м}^2\text{с})$.

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

Решим модель (1) методом конечных разностей. Этот метод широко применяется при решении дифференциальных уравнений в частных производных и его использование не нуждается в каком-либо обосновании. Отметим лишь, что данным методом можно выполнить решение по явной, неявной или смешанной схемам [3, 4].

Рассмотрим сначала явную конечно-разностную схему (рис. 1).

На схеме индексом k обозначены срезы пятна взвеси от центра к периферии в различные моменты времени с шагом Δt . Индексом n обозначена нумерация колец от центра, шаг между кольцами – Δr . Среднее значение концентрации взвеси в k -й момент времени в пределах кольца с номером n расположено в его центре и обозначено $C_{k,n}$. Это значение находится на расстоянии $r_n = (2n-1)\Delta r/2$ от центра пятна.

Выразив все частные производные в уравнении (1) в виде разности значений сеточной функции по схеме на рис. 1 и решив его относительно $C_{k+1,n}$, получим [1]:

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

при $(a + f) \leq 0,5$ и $n \geq 2$;

при $n = 1$

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

где $a = D_T \Delta t / \Delta r^2$; $f = u \Delta t / (2H)$; $b_n = 2n / (2n - 1)$; $d_n = (2n - 2) / (2n - 1)$.

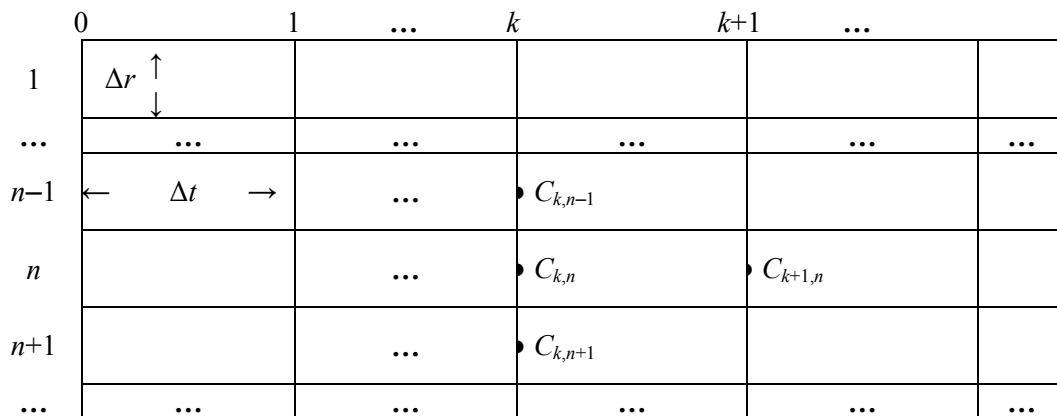


Рис. 1 – Явная конечно-разностная схема

Полученные уравнения (2) и (3) позволяют по значениям концентрации взвеси в пятне на k -м временном срезе рассчитать значения на следующем $(k+1)$ -м срезе. Расчет выполняется, начиная со среза $k=1$. На предшествующем для него срезе ($k=0$) распределение значений концентрации взвеси в пятне задается: в начальном количестве колец N_0 предполагается равномерное распределение (вообще говоря, можно задать любое распределение) взвеси с концентрацией C_0 . На каждом шаге во времени количество колец в пятне увеличивается на 1, поэтому на k -м временном срезе общее количество колец в пятне составляет $N=N_0+k$. При $n > N$ значения $C_{k,n}=0$.

По формулам (2) и (3) видно, что сумма коэффициентов при значениях концентрации взвеси равна $(1-2f)$. Это означает, что на $(k+1)$ -м временном срезе количество вещества в $(1-2f)$ раза меньше, чем на предыдущем k -м. Исходя из этого, можно записать условие проверки расчетов на каждом временном срезе, учитывая, что показатель количества взвеси в n -м кольце равен $(2n-1)C_{k,n}$, здесь $(2n-1)$ – относительная площадь кольца,

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

где N_0 и C_0 – количество колец и значение концентрации взвеси в пятне на нулевом (начальном) временном срезе соответственно.

Явная конечно-разностная схема имеет преимущество в том, что решение на следующем временном срезе получается сразу по значениям сеточной функции на предыдущем срезе. Ее недостаток состоит в неустойчивости решения при $(a+f) > 0,5$.

Неявная конечно-разностная схема абсолютно устойчива. Однако решение по этой схеме требует использования метода прогонки. Рассмотрим это решение.

Выразив частные производные в уравнении (1) в виде разности значений сеточной функции по схеме на рис. 2, можно получить решение в следующем виде

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

где $\alpha = (1+2a+2f)$; $\beta_n = ab_n$; $\gamma_n = ad_n$; $\delta_n = C_{k,n}$.

Обозначения a, f, b_n и d_n прежние (см. (2)).

В нашем случае для любого временного среза выражение (5) представляет собой систему с N алгебраическими уравнениями. Матрица, соответствующая им, является трехдиагональной: по диагонали матрицы стоят коэффициенты α ; слева от них – γ_n ; справа – β_n ; остальные коэффициенты матрицы равны нулю. Такая система алгебраических уравнений решается методом прогонки.

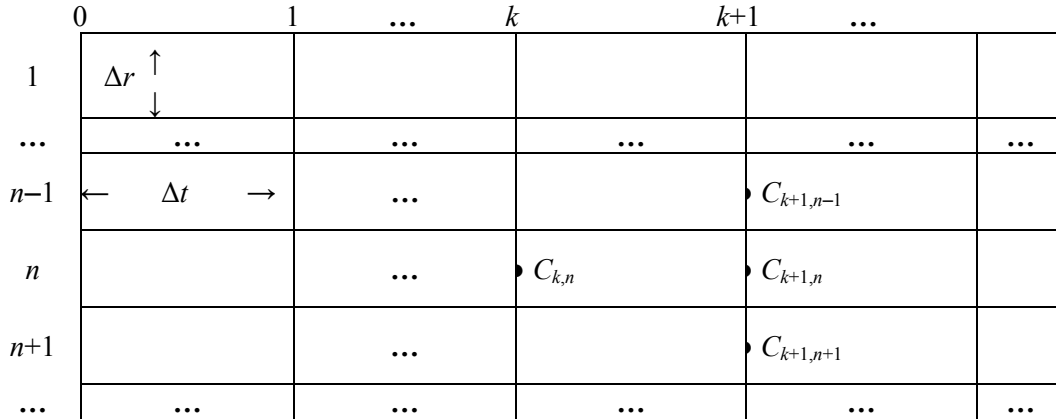


Рис. 2 – Неявная конечно-разностная схема

Суть метода состоит в том, что на $(k+1)$ -м временном срезе для прямого и обратного хода прогонки решение ищется в виде

$$C_n = P_n C_{n+1} + Q_n, \quad (6)$$

$$C_{n-1} = P_{n-1} C_n + Q_{n-1}, \quad (7)$$

где $P_n = \beta_n/\alpha$ и $Q_n = [\gamma_n C_{n-1} + \delta_n]/\alpha$. (8)

Для удобства в уравнениях (6) и (7) индекс времени $(k+1)$ убран.

Подставим в (5) вместо $C_{k+1,n-1}$ формулу (7), для удобства индекс времени тоже уберем, и решим полученное выражение относительно C_n

$$\alpha C_n = \beta_n C_{n+1} + \gamma_n [P_{n-1} C_n + Q_{n-1}] + \delta_n,$$

$$[\alpha - \gamma_n P_{n-1}] C_n = \beta_n C_{n+1} + [\gamma_n Q_{n-1} + \delta_n],$$

$$C_n = \beta_n C_{n+1} / [\alpha - \gamma_n P_{n-1}] + [\gamma_n Q_{n-1} + \delta_n] / [\alpha - \gamma_n P_{n-1}]. \quad (9)$$

При сопоставлении формул (6) и (9) видно, что для прогоночных коэффициентов P_n и Q_n получены следующие рекуррентные соотношения

$$P_n = \beta_n / [\alpha - \gamma_n P_{n-1}] \quad \text{и} \quad Q_n = [\gamma_n Q_{n-1} + \delta_n] / [\alpha - \gamma_n P_{n-1}]. \quad (10)$$

В начале рекуррентного процесса при $n=1$ значения прогоночных коэффициентов P_1 и Q_1 известны, они равны

$$P_1 = \beta_1/\alpha = 2a/(1+2a+2f) \quad \text{и} \quad Q_1 = \delta_1/\alpha = C_{k,1}/(1+2a+2f), \quad (11)$$

где $C_{k,1}$ – значение сеточной функции в первом кольце на предыдущем временном срезе.

На прямом ходу прогонки, используя значения P_1 и Q_1 , по (10) рассчитываются значения прогоночных коэффициентов P_n и Q_n .

В конце прямого хода при $n=N$ по уравнению (6) видно, что $C_N=Q_N$, поскольку $C_{N+1}=0$. С этого момента начинается обратный ход прогонки: зная C_N , по формуле (7) рассчитываются значения сеточной функции в кольце с номером $N-1$. Потом $N-2$ и так далее, до $n=1$.

Сумма коэффициентов α , β_n и γ_n в (5) равна $(1+2f)$, поэтому по аналогии с (4) выражение для проверки расчетов можно записать в виде

$$\sum_{n=1}^{n_0+k} (2n-1)C_{k,n} = C_0 N_0^2 (1+2f)^{-k}, \quad (12)$$

Численные эксперименты показали, что из-за наличия погрешностей при расчете значений сеточной функции по неявной схеме, значения правой и левой частей условия (12) не совпадают. Причем, погрешность зависит от исходных параметров модели: с увеличением начального количества колец в пятне N_0 , погрешность увеличивается. Этот недостаток отсутствует при расчетах по явной схеме: на любом временном срезе, при любых исходных параметрах модели, обеспечивающих устойчивость решения, значения правой и левой частей условия (4) совпадают при

любом количестве разрядов.

Явная и неявная схемы имеют первый порядок сходимости (точности) по времени и второй порядок сходимости по пространственной переменной. Они с разных сторон приближаются к аналитическому (истинному) решению. Смешанная схема имеет второй порядок сходимости по обоим переменным, т.е. у этой схемы сходимость по времени на порядок выше, чем у неявной и явной схем. В связи с этим далее решение по смешанной схеме используется при оценке погрешности расчетов.

Рассмотрим смешанную (неявно-явную) схему (рис. 3). Поиск решения по ней осуществляется по явной и неявной схемам с весовыми коэффициентами $(1-\sigma)$ и σ . Если $\sigma=0,5$, то такая схема называется схемой Кранка-Николсона. Она обладает абсолютной устойчивостью решения.

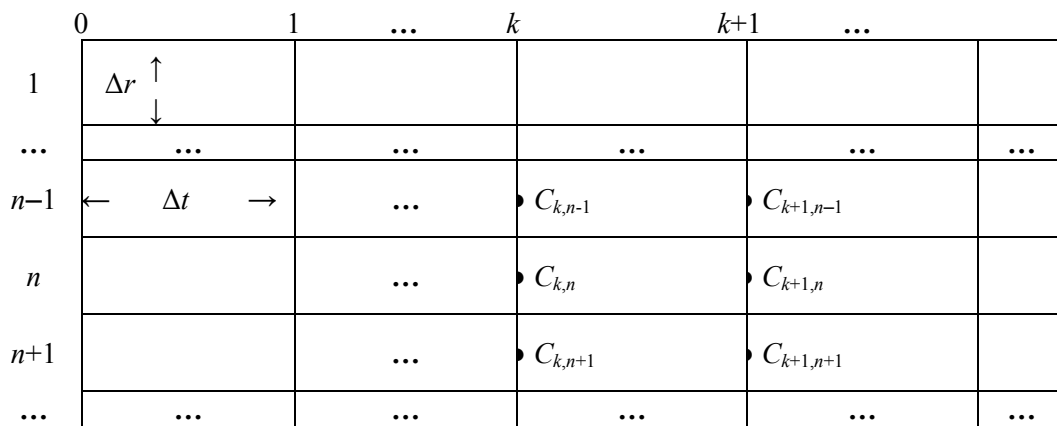


Рис. 3 – Смешанная (неявно-явная) конечно-разностная схема

После подстановки в уравнение (1) частных производных, выраженных через разности сеточной функции по схеме на рис. 3 с коэффициентом 0,5, можно записать выражение аналогичное выражению (5), полученному по неявной схеме,

$$\alpha^{(1)}C_{k+1,n} = \beta_n^{(1)}C_{k+1,n+1} + \gamma_n^{(1)}C_{k+1,n-1} + \delta_n^{(1)}, \quad (13)$$

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

Обозначения a, f, b_n и d_n прежние.

Решение (13) на $(k+1)$ -м временном срезе выполняется методом прогонки по следующим соотношениям для прямого и обратного хода:

$$C_n = P_n C_{n+1} + Q_n, \quad (14)$$

$$C_{n-1} = P_{n-1} C_n + Q_{n-1}, \quad (15)$$

где $P_n = \beta_n^{(1)}/\alpha^{(1)}$ и $Q_n = [\gamma_n^{(1)}C_{n-1} + \delta_n^{(1)}]/\alpha^{(1)}$. (16)

Рекуррентные соотношения для прямого хода прогонки при поиске прогоночных коэффициентов P_n и Q_n следующие

$$P_n = \beta_n^{(1)}/[\alpha^{(1)} - \gamma_n^{(1)}P_{n-1}] \text{ и } Q_n = [\gamma_n^{(1)}Q_{n-1} + \delta_n^{(1)}]/[\alpha^{(1)} - \gamma_n^{(1)}P_{n-1}]. \quad (17)$$

Последовательность и условия расчета такие же, как для неявной схемы:

при $n=1$ значения прогоночных коэффициентов P_1 и Q_1 равны

$$P_1 = \beta_1^{(1)}/\alpha^{(1)} = a/(1+a+f) \text{ и } Q_1 = \delta_1^{(1)}/\alpha^{(1)} = [(C_{k,1}(1-a-f) + aC_{k,2})]/(1+a+f); \quad (18)$$

при $n=N$ значение C_N равно Q_N .

Сумма коэффициентов $\alpha^{(1)}$, $\beta_n^{(1)}$ и $\gamma_n^{(1)}$ равна $(1+f)$, а коэффициентов, входящих в $\delta_n^{(1)}$, составляет $(1-f)$. В этом случае условие проверки расчетов будет иметь следующий вид

$$\Sigma (2n-1)C_{k,n} = C_0 N_0^2 (1-f)^k (1+f)^{-k}. \quad (19)$$

Эксперименты показали, что условие (19) выполняется с некоторой погрешностью, которая меньше, чем в неявной схеме.

Среди рассмотренных конечно-разностных схем явная схема более

предпочтительна в силу однозначности вывода при невыполнении условия проверки расчетов: если условие (4) не выполняется – необходимо искать ошибку в алгоритме расчета. В других схемах это несовпадение заложено изначально. Оно вызвано погрешностями расчета значений концентрации взвеси на каждом временном срезе, и сюда же могут добавиться погрешности, вызванные ошибками в алгоритме расчета.

Для реализации явной схемы необходимо примерно в три раза меньше машинной памяти. Полученные решения имеют физический смысл. Например, равенство (2) показывает, что количество взвеси $C_{k+1,n}$ в кольце с номером n на $(k+1)$ -м временном срезе формируется за счет того, что часть взвеси $C_{k,n}$ с коэффициентом $(1-2a-2f)$ остается в этом кольце (переходит с предыдущего k -го среза) и за счет турбулентной диффузии с коэффициентами ab_n и ad_n переносится из соседних колец $C_{k,n+1}$ и $C_{k,n-1}$.

При невыполнении условия устойчивости схемы ($a+f > 0,5$) теряется физический смысл: в равенстве (2) первое слагаемое становится отрицательным (количество вещества, остающегося в пределах контрольной поверхности, не может быть с отрицательным знаком). Дальнейшие вычислительные эксперименты показали, что при неустойчивости решения по явной схеме, результаты расчета по неявной и Кранка-Николсона схемам могут существенно выделяться среди выполненных ранее расчетов.

Результаты исследования и их анализ. Оценим погрешность расчетов значений концентрации взвеси выбранным методом и оптимизируем параметры сетки. Для этого рассмотрим максимальное значение концентрации взвеси в контрольном створе (C_{MAX}). Функцию C_{MAX} в плоской постановке задачи можно представить в следующем виде

$$C_{MAX}/C_0 = \varphi(T, D_T, \Delta t, \Delta r, u, H, R_0), \quad (20)$$

где C_0 – начальная концентрация взвеси; T – время переноса облака до контрольного створа; D_T – горизонтальный коэффициент турбулентной диффузии; Δt и Δr – параметры сетки; u – гидравлическая крупность взвеси; H – глубина акватории; R_0 – начальный радиус пятна.

Все переменные в выражении (20) можно сгруппировать в 4 безразмерных параметра:

$$k_{KC} = T/\Delta t, \quad a = D_T \Delta t / \Delta r^2, \quad f = u \Delta t / (2H), \quad N_0 = R_0 / \Delta r. \quad (21)$$

Особенность конечно-разностных схем состоит в том, что значение рассматриваемой величины, полученное в результате расчета, зависит от параметров сетки. В случае плоской постановки задачи C_{MAX} через некоторое время T после сброса зависит от шага Δr (начального количества колец в пятне загрязнения N_0) и от шага Δt (количества шагов k_{KC} до рассматриваемого момента T). При этом, чем больше N_0 и k_{KC} (меньше Δr и Δt), тем ближе оценка к аналитическому (истинному) значению величины.

Однако, увеличение начального количества колец влечет за собой увеличение объема вычислений. Очень большое количество расчетов не имеет практического смысла, поскольку, начиная с некоторого момента, погрешность между оценкой и истинным значением становится достаточно малой (приемлемой с практической точки зрения). Попытка дальнейшего снижения погрешности становится неоправданной из-за значительного увеличения количества расчетов.

Для оценки погрешности результатов численных экспериментов были выполнены расчеты по неявной, Кранка-Николсона и явной схемам при различных N_0 и k_{KC} , начиная с $N_0=4$ и $k_{KC}=20$. Результаты помещены в табл. 1 – 3 и показаны на рис. 4 – 6. В таблицах помещены значения C_{MAX} , полученные по неявной, Кранка-Николсона и явной схемам, а также относительное отклонение C_{MAX} , полученной по явной схеме, от C_{MAX} , полученной по схеме Кранка-Николсона.

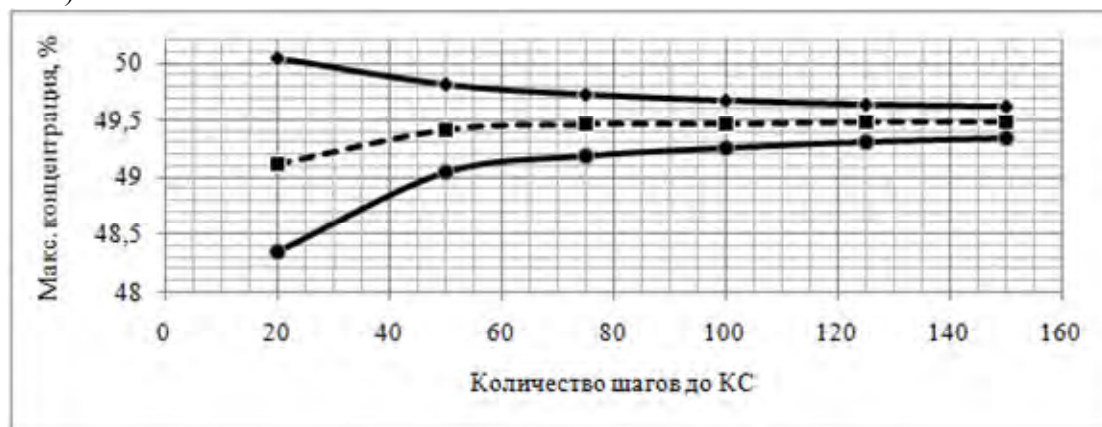
В табл. 1 и на рис. 4 приведены результаты расчетов распространения взвеси при

$u=0$; в табл. 2 и на рис. 5 – при $u=0,32$ см/с; в табл. 3 и на рис. 6 – при $u=1,38$ см/с. Значения гидравлической крупности частиц 0,32 и 1,38 см/с взяты из материалов изысканий Черноморниипроекта как одни из характерных значений для Северо-Западного шельфа Черного моря.

Таблица 1 – Значения C_{MAX} в контрольном створе по неявной, Кранка-Николсона (смешанной) и явной схемам при $u=0$

a	f	N_0	$k_{КС}$	$C_{MAX}, \%$			Относ. отклон., %
				неявная	смешанная	явная	
0,2962	0,0000	4	20	50,05	49,11	48,35	1,57
0,1185	0,0000	4	50	49,82	49,42	49,04	0,78
0,0790	0,0000	4	75	49,74	49,46	49,19	0,55
0,0592	0,0000	4	100	49,68	49,48	49,27	0,42
0,0474	0,0000	4	125	49,65	49,48	49,31	0,34
0,0395	0,0000	4	150	49,63	49,49	49,34	0,29
0,6664	0,0000	6	20	48,76	47,95	–	–
0,4443	0,0000	6	30	49,10	48,60	48,51	0,19
0,2666	0,0000	6	50	49,31	49,01	48,82	0,39
0,1777	0,0000	6	75	49,37	49,15	48,97	0,37
0,1333	0,0000	6	100	49,38	49,20	49,05	0,32
0,1066	0,0000	6	125	49,37	49,23	49,09	0,28
0,0889	0,0000	6	150	49,37	49,24	49,12	0,24
0,4739	0,0000	8	50	48,76	48,55	48,72	-0,35
0,3159	0,0000	8	75	49,03	48,89	48,89	-0,01
0,2369	0,0000	8	100	49,14	49,02	48,97	0,10
0,1896	0,0000	8	125	49,18	49,08	49,02	0,13
0,1580	0,0000	8	150	49,21	49,12	49,05	0,14
0,7405	0,0000	10	50	48,10	47,95	–	–
0,4936	0,0000	10	75	48,63	48,56	49,35	-1,60
0,3702	0,0000	10	100	48,86	48,81	48,93	-0,26
0,2962	0,0000	10	125	48,98	48,93	48,98	-0,11
0,2468	0,0000	10	150	49,05	49,00	49,01	-0,03
0,3554	0,0000	12	150	48,86	48,85	48,99	-0,28
0,4838	0,0000	14	150	48,65	48,68	48,98	-0,61

а)



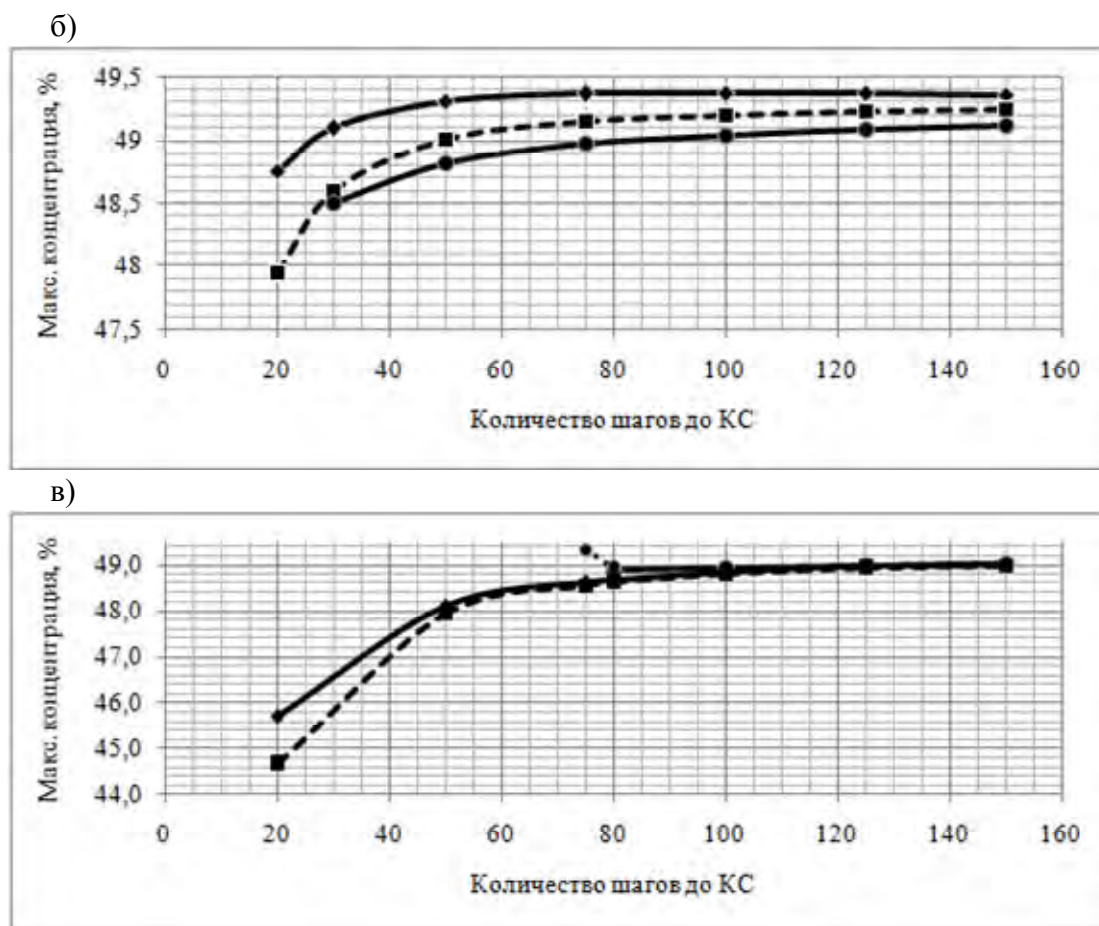


Рис. 4 – Значения C_{MAX} по неявной (маркер ромб), Кранка-Николсона (пунктир) и явной (маркер круг) схемам в зависимости от $k_{КС}$ при $u=0$: а) $N_0 = 4$; б) $N_0 = 6$; в) $N_0 = 10$

Таблица 2 - Значения C_{MAX} в контрольном створе по неявной, Кранка-Николсона и явной схемам при $u=0,32$ см/с

a	f	N_0	$k_{КС}$	$C_{MAX}, \%$			Относ. отклон., %
				неявная	смешанная	явная	
0,2962	0,0103	4	20	33,82	32,58	31,47	3,51
0,1185	0,0041	4	50	33,30	32,79	32,29	1,54
0,0790	0,0027	4	75	33,16	32,82	32,48	1,05
0,0592	0,0021	4	100	33,09	32,83	32,57	0,79
0,0395	0,0014	4	150	33,01	32,83	32,66	0,54
0,6664	0,0103	6	20	32,99	31,81	–	–
0,4443	0,0068	6	30	32,99	32,24	31,78	1,47
0,2666	0,0041	6	50	32,96	32,51	32,15	1,14
0,1777	0,0027	6	75	32,92	32,61	32,33	0,87
0,0889	0,0014	6	150	32,84	32,67	32,51	0,49
0,4739	0,0041	8	50	32,60	32,21	32,07	0,45
0,3159	0,0027	8	75	32,70	32,44	32,28	0,49
0,2369	0,0021	8	100	32,72	32,52	32,37	0,47
0,1896	0,0016	8	125	32,73	32,56	32,42	0,43
0,1580	0,0014	8	150	32,73	32,59	32,46	0,39
0,4936	0,0027	10	75	32,43	32,22	33,01	-2,39
0,4628	0,0026	10	80	32,46	32,26	32,28	-0,05
0,3702	0,0021	10	100	32,54	32,38	32,35	0,11

Продолжение табл. 2

a	f	N_0	$k_{КС}$	$C_{MAX}, \%$			Относ. отклон., %
				неявная	смешанная	явная	
0,2962	0,0016	10	125	32,60	32,46	32,40	0,19
0,2468	0,0014	10	150	32,62	32,51	32,44	0,22
0,3554	0,0014	12	150	32,50	32,41	32,42	-0,03
0,4838	0,0014	14	150	32,36	32,30	32,42	-0,36
0,6319	0,0014	16	150	32,21	32,16	–	–

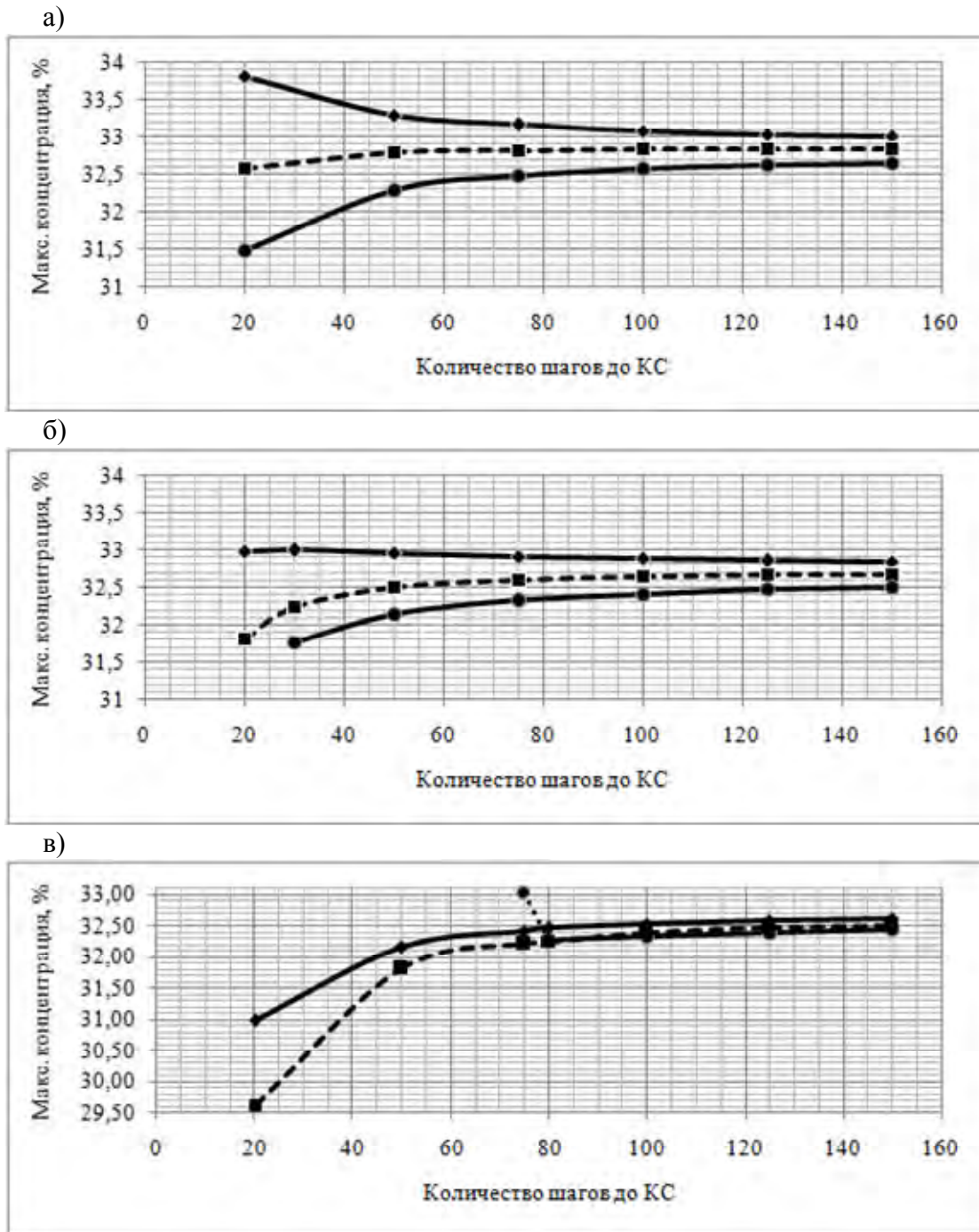
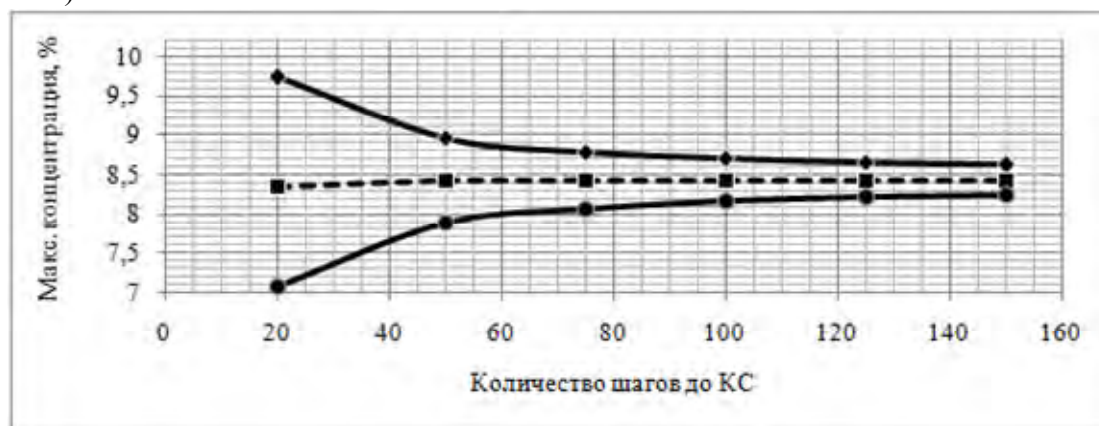


Рис. 5 – Значения C_{MAX} по неявной (маркер ромб), Кранка-Николсона (пунктир) и явной (маркер круг) схемам в зависимости от $k_{КС}$ при $u=0,32$ см/с: а) $N_0 = 4$; б) $N_0 = 6$; в) $N_0 = 10$

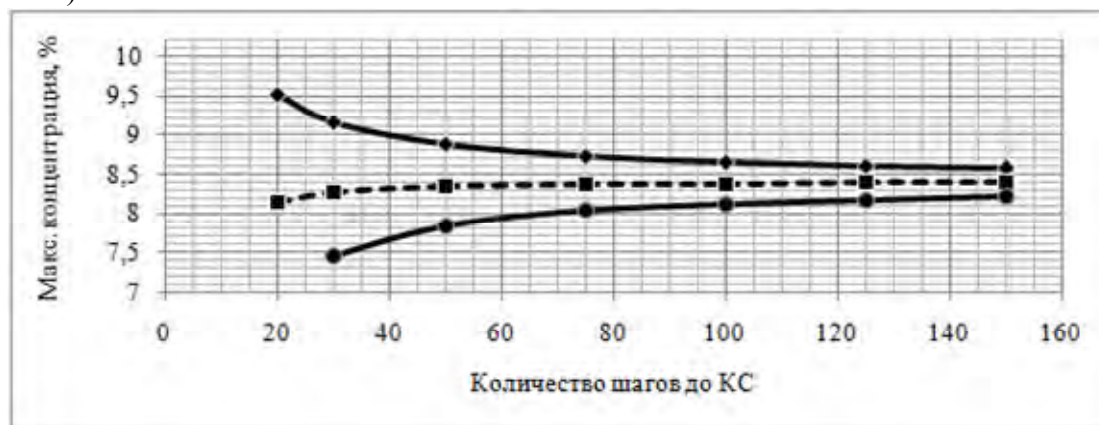
Таблица 3 – Значения C_{MAX} в контрольном створе по неявной, Кранка-Николсона и явной схемам при $u=1,38$ см/с

a	f	N_0	$k_{КС}$	$C_{MAX}, \%$			Относ. отклон., %
				неявная	смешанная	явная	
0,2962	0,0442	4	20	9,74	8,34	7,09	17,72
0,1185	0,0177	4	50	8,97	8,42	7,89	6,71
0,0790	0,0118	4	75	8,79	8,43	8,07	4,42
0,0592	0,0088	4	100	8,71	8,43	8,16	3,30
0,0474	0,0071	4	125	8,65	8,43	8,22	2,63
0,0395	0,0059	4	150	8,62	8,44	8,25	2,19
0,4443	0,0295	6	30	9,17	8,27	7,47	10,73
0,2666	0,0177	6	50	8,88	8,35	7,86	6,30
0,1777	0,0118	6	75	8,73	8,38	8,04	4,24
0,1333	0,0088	6	100	8,65	8,39	8,13	3,20
0,1066	0,0071	6	125	8,61	8,39	8,18	2,57
0,0889	0,0059	6	150	8,57	8,39	8,22	2,15
0,4739	0,0177	8	50	8,79	8,27	7,85	5,41
0,3159	0,0118	8	75	8,67	8,33	8,02	3,85
0,2369	0,0088	8	100	8,61	8,35	8,11	2,97
0,1896	0,0071	8	125	8,57	8,37	8,17	2,42
0,1580	0,0059	8	150	8,55	8,37	8,20	2,04
0,4936	0,0118	10	75	8,61	8,28	11,01	-24,84
0,4628	0,0111	10	80	8,60	8,29	8,04	3,09
0,3702	0,0088	10	100	8,57	8,32	8,11	2,61
0,2962	0,0071	10	125	8,54	8,34	8,16	2,18
0,2468	0,0059	10	150	8,52	8,35	8,20	1,87

а)



б)



в)

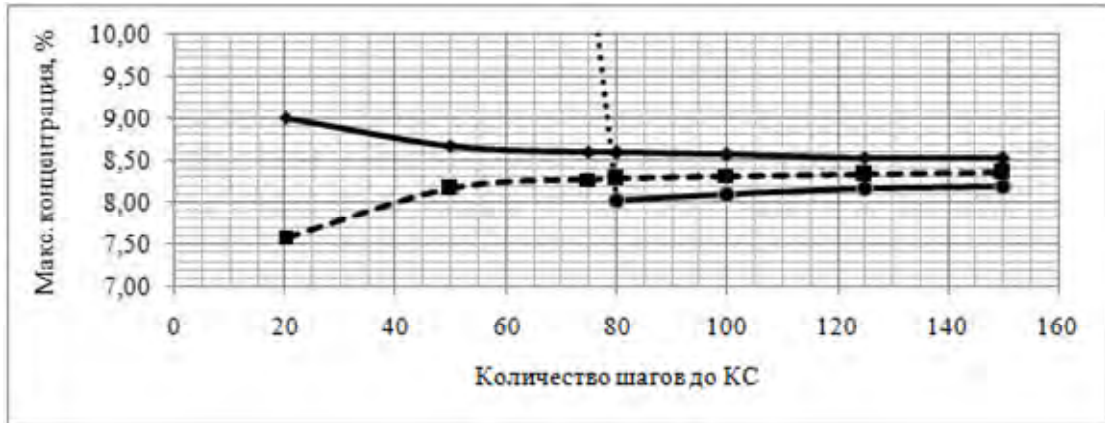


Рис. 6 – Значения C_{MAX} по неявной (маркер ромб), Кранка-Николсона (пунктир) и явной (маркер круг) схемам в зависимости от $k_{КС}$ при $u = 1,38$ см/с: а) $N_0 = 4$; б) $N_0 = 6$; в) $N_0 = 10$

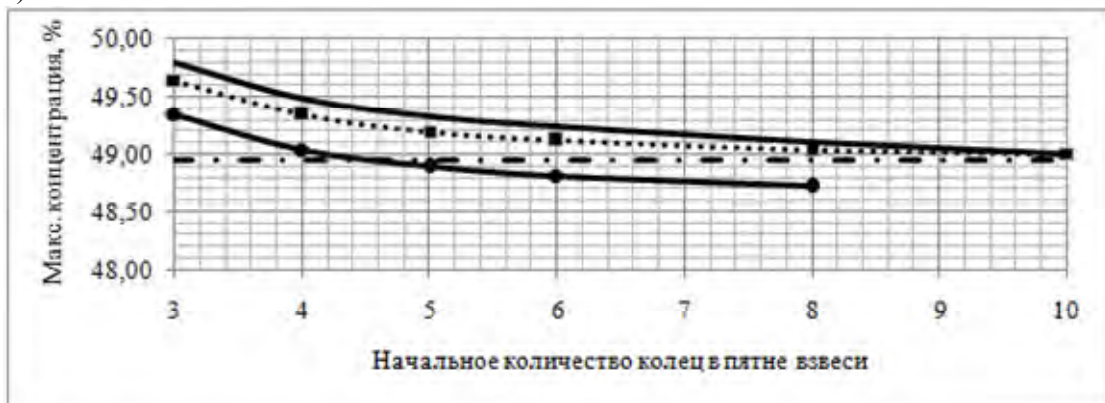
На рис. 4–6 видно, что при различных u и N_0 расхождение результатов экспериментов, полученных по разным схемам, быстро уменьшается с увеличением $k_{КС}$ (уменьшением Δt) примерно до 60–70 шага. После 70–80 шага сближение результатов становится менее интенсивным.

Закономерно результаты эксперимента по смешанной (Кранка-Николсона) схеме находятся между результатами, полученными по неявной и явной схемам, т.к. (см. ранее) у этой схемы сходимость по времени на порядок выше. В данном случае, при неизвестном аналитическом решении, будет логичным в качестве ориентира при оценке погрешности численных экспериментов использовать результаты, полученные по смешанной схеме.

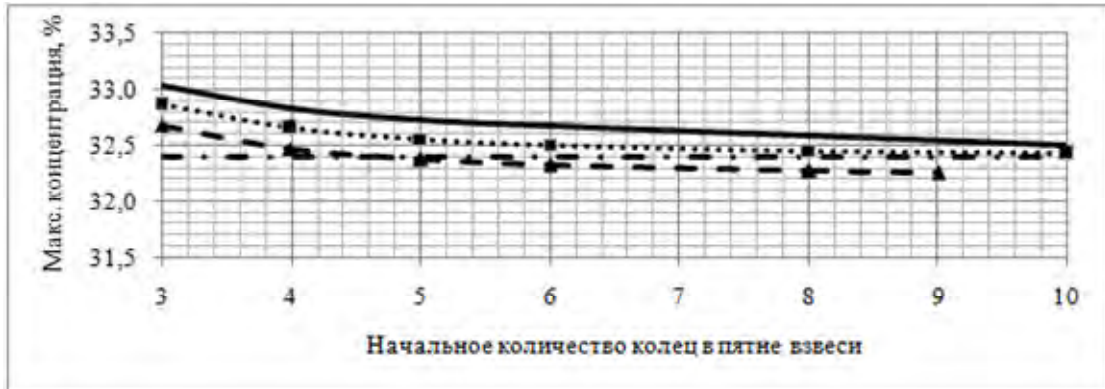
Анализ полученных результатов (табл. 1–3) показал, что при условии сходимости явной схемы отклонение C_{MAX} по этой схеме от C_{MAX} по схеме Кранка-Николсона в плоской постановке задачи не будет превышать 4–5% при $N_0 \geq 4$, $k_{КС} \geq 75$ и $(a+f) < 0,49$. При $0,49 \leq (a+f) < 0,5$ отклонение резко возрастает (см. рис. 4-в, 5-в и 6-в обозначено точечными отрезками) и становится непредсказуемым. Увеличение $k_{КС}$ до 100 приводит к снижению отклонения до 3–4%.

На рис. 7 показано изменение C_{MAX} , рассчитанной по явной схеме, в зависимости от N_0 и $k_{КС}$ при различных u . Верхняя огибающая линия без маркеров показывает изменение C_{MAX} , рассчитанной по схеме Кранка-Николсона при $k_{КС} = 150$.

а)



б)



в)

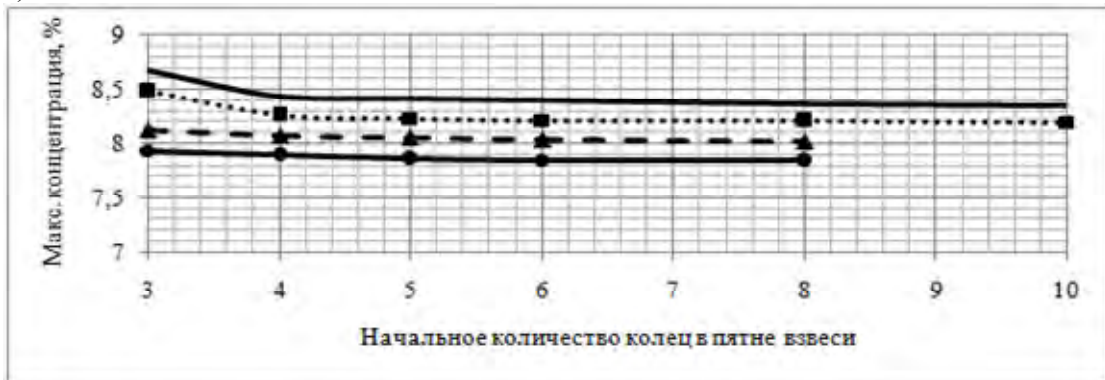


Рис. 7 – Зависимость C_{MAX} , рассчитанной по явной схеме, от N_0 и k_{KC} (маркер круг сплошная линия – $k_{KC} = 50$; треугольник пунктир – $k_{KC} = 75$; квадрат точечная – $k_{KC} = 150$), верхняя линия без маркеров – C_{MAX} по схеме Кранка-Николсона при $k_{KC} = 150$: а) $u = 0$; б) $u = 0,32$ см/с; в) $u = 1,38$ см/с

По рис. 7 видно, что оценка C_{MAX} с ростом N_0 имеет тенденцию к снижению. Поэтому при $u \leq 0,35$ см/с, $N_0 = 3-8$ и $k_{KC} = 50$ (рис. 7-а) результат расчета по явной схеме очень близок к аналитическому решению. Верхняя огибающая на рис. 7-а стремится к значению примерно 49,0 (на рисунке обозначено осевой линией), а значения C_{MAX} при $N_0 = 3-8$ и $k_{KC} = 50$ (нижняя кривая с маркером круг) изменяются от 49,4 до 48,7.

На рис. 7-б аналогично: ожидаемое аналитическое значение составляет примерно 32,4 (на рисунке обозначено осевой линией), при $k_{KC} = 75$ и $N_0 = 3-9$ значения C_{MAX} изменяются от 32,7 до 32,2. При $u = 1,38$ см/с (рис. 7-в) упомянутая выше тенденция выражена слабее. Однако видно, что при $k_{KC} = 75$ (пунктир с маркером треугольник) и $N_0 = 3-8$ значения C_{MAX} изменяются от 8,1 до 8,0, эти значения отклоняются от ожидаемого аналитического решения, равного примерно 8,3, не более чем на 4%.

Оценим теперь погрешность алгоритмов расчета по рассматриваемым схемам.

В условиях проверки расчетов (4), (12) и (19) правые и левые части характеризуют количество взвеси в пятне. Правая часть выражений представляет собой аналитическую зависимость массы взвеси в пятне от времени для данной схемы. Левая часть является результатом расчета по схеме. Обе части содержат погрешность метода, т.е. погрешность представления частных производных в виде разности значений сеточной функции. Левая часть дополнительно может содержать погрешность алгоритма расчета.

Для явной схемы условие (4) выполняется абсолютно (при любом количестве разрядов). Таким образом, в явной схеме отсутствует погрешность алгоритма расчета.

Для неявной и Кранка-Николсона схем условия (12) и (19) выполняются с некоторой погрешностью, зависящей прямо пропорционально от N_0 и обратно

пропорционально от $k_{КС}$. Причем, эта погрешность, начиная с первых шагов, быстро возрастает и при $k \geq 10$ стабилизируется (при отсутствии ошибок в алгоритме расчета).

На рис. 8 показано изменение погрешности левой части условий (12) и (19) в % от значения правой части при $N_0=8$ и $k_{КС}=70$ по неявной (сплошная линия) и смешанной (пунктир) схемам в зависимости от k . В данном случае погрешность алгоритма расчета по неявной схеме составляет 2,3%, по Кранка-Николсона – 1,5%. Рассматриваемая погрешность может изменяться в довольно широком диапазоне.

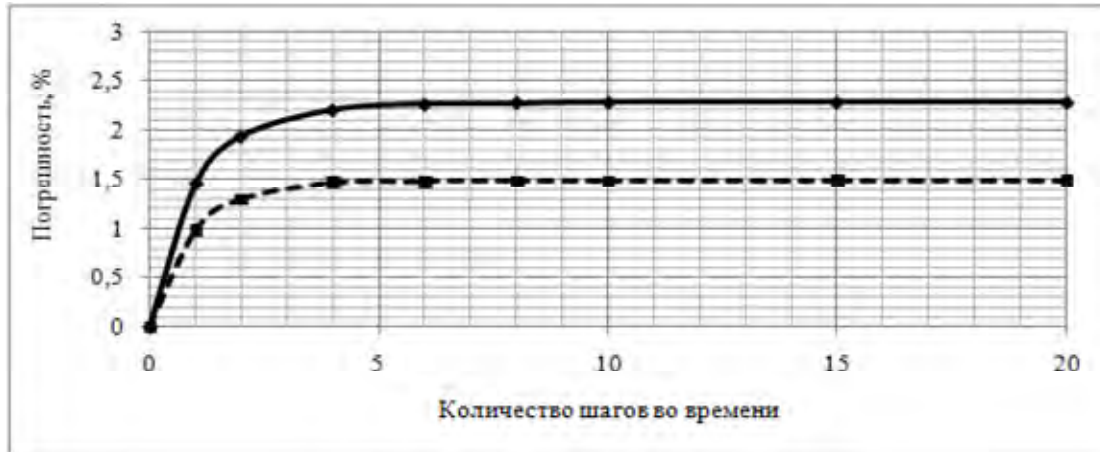


Рис. 8 – Зависимость погрешности алгоритма расчета от номера шага k : маркер ромб – неявная схема; маркер квадрат – схема Кранка-Николсона

Результаты расчетов по неявной и смешанной схемам могут содержать большую погрешность в области неустойчивости явной схемы и удаляться от аналитического решения (рис. 4-в, 5-в, 6-в и 9).

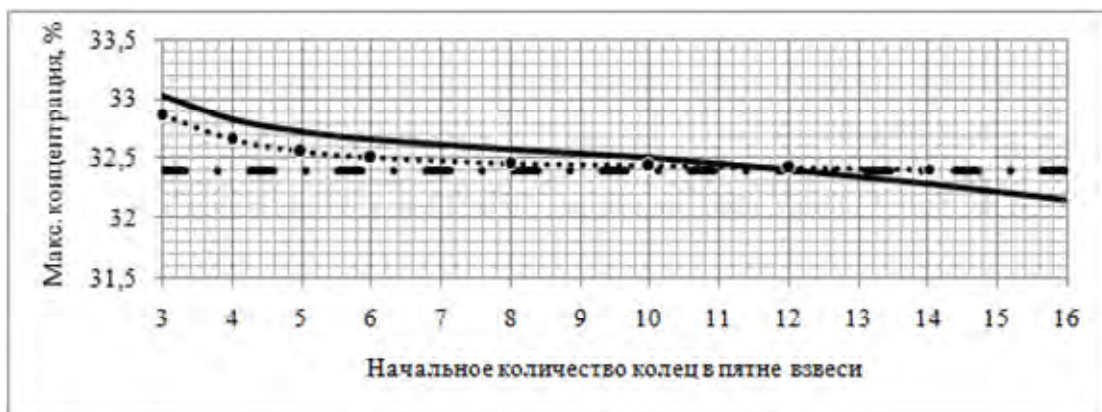


Рис. 9 – Зависимость C_{MAX} от N_0 при $k_{КС}=150$: точечная линия с маркером круг – явная схема, сплошная линия без маркера – схема Кранка-Николсона, осевая линия – ожидаемое аналитическое решение

На рис. 9 видно, что решение по явной схеме при N_0 от 8 до 14 практически сливается с осевой линией (с ожидаемым аналитическим решением). Значение N_0 равное 14 в данном случае является пределом устойчивости явной схемы ($a+f=0,484$). При $N_0 \geq 15$ эта схема неустойчива ($a+f > 0,5$). Смешанная схема Кранка-Николсона при $N_0 \geq 15$ устойчива, однако решение по ней на пределе устойчивости ($N_0=14$) и в области неустойчивости ($N_0 \geq 15$) явной схемы уже меньше, чем ожидаемое аналитическое решение. С увеличением N_0 решение по смешанной схеме удаляется от ожидаемого аналитического решения. Аналогичный результат наблюдается и по неявной схеме.

На рис. 4-в, 5-в и 6-в видно, что в области неустойчивости явной схемы ($k_{KC} < 75$) результат эксперимента по неявной или смешанной схеме может содержать достаточно большую погрешность.

Таким образом, область численного эксперимента по конечно-разностным схемам при исследовании неустановившейся турбулентной диффузии взвеси на небольших интервалах времени желательно ограничить условием $a + f < 0,5$. Это ограничение делает ненужным главное преимущество неявной и смешанной схем, которое заключается в абсолютной устойчивости решений по ним. Если к этому добавить необходимость использования большого объема машинной памяти (примерно в 3 раза больше, чем для явной схемы), то вполне обоснованно можно рекомендовать явную схему при решении упомянутой в начале данного абзаца задачи.

Однако постановка численного эксперимента по явной схеме при исследовании неустановившейся диффузии взвеси на больших интервалах времени может оказаться весьма затруднительной из-за ограничения шага во времени для обеспечения устойчивости схемы, что может повлечь чрезмерно большое количество расчетов. Тогда более предпочтительными могут оказаться неявная или смешанная схемы. В этом случае необходимо выполнить исследования по оценке погрешности расчетов для рассматриваемых условий.

Выводы.

1. Численное моделирование неустановившейся турбулентной диффузии взвеси для небольших временных интервалов методом конечных разностей целесообразно выполнять с применением явной схемы.

2. Погрешность результатов эксперимента не будет превышать 4-5% при $N_0 = 3 \div 8$ и $k_{KC} \geq 70$.

3. В дальнейшем необходимо выполнить анализ конечно-разностных схем при моделировании неустановившейся турбулентной диффузии на больших интервалах времени.

Список литературы

1. Юрасов С.Н., Горун В.В. Математическая модель неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водном потоке // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Межвід. наук. збірник України / Голов. ред. С.М.Степаненко. – Одеса: Вид. «ТЕС», 2010. – Вип. 51. – С. 189-199.

2. Горун В.В., Юрасов С.Н. Оптимизация параметров математической модели неустановившейся турбулентной диффузии взвеси в водной среде // Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал / Голов. ред. Є.Д.Гопченко. – Одеса: «Екологія», 2012. – Вип. 14. – С. 28-35.

3. Гильманов А. Н. Методы адаптивных сеток в задачах газовой динамики. – М.: Наука, 2000. – 248 с.

4. Ортега Дж. Введение в параллельные и векторные методы решения линейных систем. – М.: Мир, 1991. – 367 с.

Використання кінцево-різницевих схем при моделюванні несталої турбулентної дифузії завсі у водному потоці. Юрасов С.М. Горун В.В.

У статті розглянуті різні кінцево-різницеві схеми при моделюванні несталої турбулентної дифузії завсі у водному потоці в плоскій постановці завдання. Виконаний аналіз отриманих рішень, дана оцінка погрішності розрахунків і оптимізовані вихідні параметри моделі. Приводяться рекомендації для виконання інженерних розрахунків.

Ключові слова: кінцево-різницева схема; математична модель, нестала турбулентна дифузія, завсі.

Using of eventual-difference charts for the design of the unset turbulent diffusion of dredge in a water-course. Urasov S.M. Gorun V.V.

In the article different eventual-difference charts are considered at the design of the unset turbulent diffusion of dredge in a water-course in the flat raising of task. The analysis of the got decisions is executed, the estimation of error of calculations is given and the initial parameters of model are optimized. Led recommendation for implementation of engineering's calculations.

Keywords: eventual-difference chart; mathematical model, unset turbulent diffusion, dredge.

УТОЧНЕННЯ НОРМ ТА ХАРАКТЕРНИХ ПЕРІОДІВ ЗМІНИ СЕРЕДНЬОГО РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК ЖИТОМИРСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Уточнено розрахункові гідрологічні характеристики річок Житомирської області. Встановлено часові межі трьох останніх повних циклів водності, кожен з яких включає маловодну та багатоводну фазу різної тривалості. Підкреслено значну мінливість норм стоку в окремі фази, і навіть періоди. Дані досліджень рекомендовано враховувати при виборі порівняльних періодів для водогосподарських, гідрохімічних та прогнозних гідрологічних розрахунків.

Ключові слова: середньорічний стік, норма стоку, циклічність, повний цикл стоку, багатоводна фаза, маловодна фаза.

Вступ. Водні ресурси в ХХІ столітті стали відносити до категорії стратегічних природних ресурсів; вони вважаються лімітуючим фактором розвитку не тільки окремих галузей промисловості, але й цілих регіонів [16].

Водопостачання різних галузей промисловості та комунального господарства в Україні в значній мірі зорієнтоване на використання поверхневих вод, а саме річкового стоку. Тому розуміння процесів формування водного стоку річок та його багаторічної динаміки є одним із обов'язкових елементів науково-обґрунтованих стратегій регіонального розвитку.

Аналіз останніх досліджень. Особливого значення правильне розуміння часової мінливості водного стоку, його нормативних розрахункових характеристик, стабільності водних ресурсів набуває у зв'язку із загостренням впливу глобального потепління на гідрологічний цикл [16].

Цей аспект гідрологічних досліджень досить детально висвітлений у роботах Н.С.Лободи [8], В.В. Гребіня [6], В.І. Вишневецького [2] та інших дослідників [13-15, 18].

З іншого боку, водний стік залишається одним із головних чинників формування багаторічного гідрохімічного режиму та якості води річок. Його дія виявляється у розбавленні забруднювальних речовин та їх змиві з поверхні водозбору [17]. Отже, інформація про часову зміну кількісних характеристик водного стоку річок є вкрай важливою і для прогнозування якості води, яка теж дедалі частіше стає обмежувальним чинником використання води.

Житомирська область характеризується низькою водозабезпеченістю. Питома забезпеченість населення області місцевими водними ресурсами річкового стоку складає всього 2,46 тис.м³ в рік на одну особу, а в посушливі роки (забезпеченість стоку 95%) знижується втричі і становить 0,82 тис.м³. Експлуатаційні запаси підземних вод дуже обмежені і становлять всього 0,059 тис.м³ в рік на одну особу [10].

Водозабезпечення промислових підприємств і населення міста Житомира здійснюється з річки Тетерів, міста Бердичева - частково з річки Гнилоп'ять і частково з артезіанських свердловин, міста Коростеня - з річки Уж, міста Новоград-Волинського - з річки Случ, міста Малина - з річки Ірша. Водозабезпечення міст Овруча, Радомишля, Коростишева, Андрушівки, Баранівки, селищ міського типу Чуднів, Попільня, Любар, Ружин та інших населених пунктів і потреб сільськогосподарського виробництва здійснюється в основному з підземних джерел.

Метою даної роботи є уточнення розрахункових гідрологічних характеристик річного стоку річок Житомирської області, оцінка їх стійкості до зміни тривалості розрахункового періоду, виявлення характерних маловодних та багатоводних гідрологічних періодів, врахування яких необхідне при вивченні багаторічного

гідрохімічного режиму, процесів формування якості води, оцінки впливу глобального потепління клімату на водні ресурси.

Виклад основного матеріалу досліджень. За даними Держводагентства України [11] на території Житомирської області налічується 2822 річки загальною довжиною 13,7 тис.км. Переважно це малі річки. Лише п'ять з них належать до категорії середніх річок (Случ, Уборть, Уж, Тетерів, Ірша). Річка Ствига протікає по території області всього лише 1 км, а р.Словечна - 40 км.

Для виконання досліджень нами використані дані гідрологічних спостережень на 14 водомірних постах Державної гідрометеорологічної служби України, розміщених на основних річках області (рис.1, табл.1).

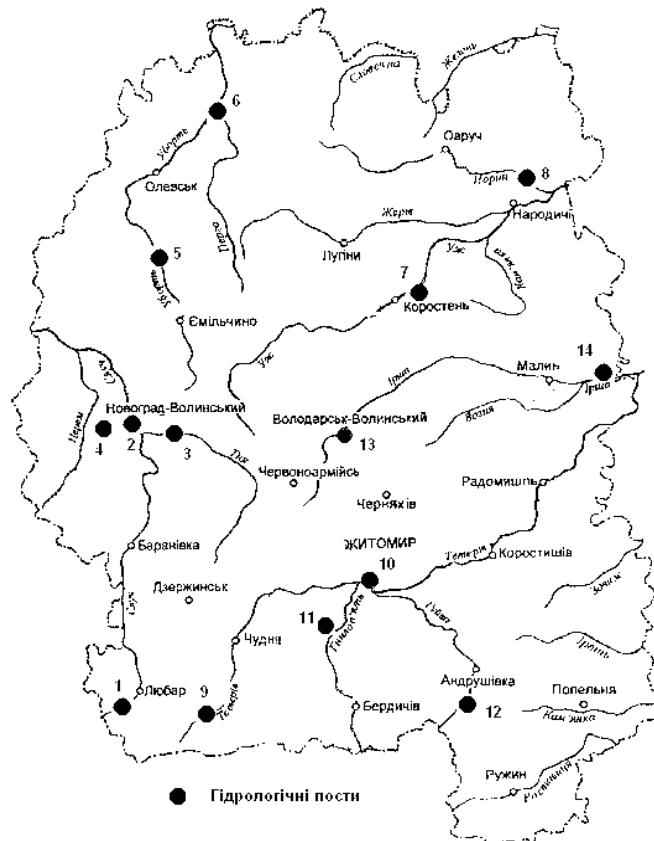


Рис.1 – Географічне розміщення об'єктів досліджень (нумерація постів згідно з табл. 1)

Дані табл.1 свідчать, що спостереження на різних річках характеризуються різною тривалістю, ряди спостережень часто перериваються, наприклад, з 1941 р. по 1945 р. тощо.

Визначення розрахункових гідрологічних характеристик при наявності даних гідрометричних спостережень достатньої тривалості згідно зі СНиП 2.01.14-83 здійснюється шляхом застосування аналітичних функцій розподілу щорічних ймовірностей перевищення витрат води [12].

Ряди вихідних даних повинні бути репрезентативними як з точки зору статистики (чим довший ряд спостережень, тим точніші розрахункові характеристики), так і з точки зору генетичних особливостей формування річкового стоку протягом періоду дослідження. Тобто їх репрезентативність повинна забезпечуватися врахуванням особливостей багаторічної динаміки водності; особливу увагу слід приділяти

включенню в розрахункову вибірку даних однакової кількості маловодних і багатоводних гідрологічних циклів [1].

Таблиця 1 - Перелік постів, дані спостережень з яких використані у дослідженні

№ п/п	Річка	Пункт	Код поста	Відстань від гирла, км	Площа водозбору, км ² .	Періоди спостереження, роки	
						рівні	витрати
1	Случ	с.Громада (Данців)	79543	312	2480	1925-41, 1945-84, 1985-2007	1925-1941, 1945-2007
2	Случ	м.Новоград-Волинський	79545	199	7460	1924-2007	1974-2007
3	Тня	с.Броники	79555	7,3	982	1936-1941, 1943, 1945-2007	1936-1941, 1943, 1945-2007
4	Смолка	с.Сусли	79557	6,3	632	1940, 1941, 1944-2007	1945-2007
5	Уборть	с.Рудня Іванівська	79595	222	510	1927-41, 1945-70, 1976-2007	1926-1941, 1959-1970, 1976-2007
6	Уборть	с.Перга	79596	156	2880	1925-41, 1946-2007	1954-2007
7	Уж	м.Коростень	79694	172	1450	1930-41, 1943-2007	1945-2007
8	Норинь	с.Славенщина	79701	5,2	804	1963-80, 1988-2007	1963-2007
9	Тетерів	с.Троща	80073	306	227	1945-2007	1945-2007
10	Тетерів	м.Житомир	80077	216	5270	1965-2007	1954-2007
11	Гнилопять	с.Головенка	80083	8	1200	1943-2007	1936-1941, 1945-2007
12	Гуйва	с.Городківка	80084	74	312	1946-2007	1939-1941, 1943-2007
13	Ірша	смт.Володарськ - Волинський	80088	112	208	1962-2007	1955-2007
14	Ірша	с.Українка	80090	20	2600	1925-2007	1925-2007

Для підвищення статистичної репрезентативності даних було виконано спробу продовження наявних рядів спостережень шляхом відновлення пропущених даних за річками-аналогами з послідовним використанням кореляційного та регресійного аналізу.

Спочатку методом кореляційного аналізу було досліджено спряженість часових коливань середніх річних витрат води досліджуваних річок (табл.2).

Ця процедура дозволила підвищити придатність вихідної інформації для подальшого аналізу із застосуванням класичних гідрологічних та статистичних методів.

Таблиця 2 - Спряженість часових коливань водного стоку річок

Річка-пункт	Случ – Громада	Случ – Нов.Вол.	Уборть – Рудня	Уборть – Перга	Уж-Коростень	Норинь-Словенщина	Тетерів-Житомир	Ірша – Вол.Вол.	Ірша-Українка
Случ-Громада	1,00	0,78	0,42	0,56	0,67	0,36	0,79	0,54	0,33
Случ - Нов.Вол.	0,78	1,00	0,67	0,66	0,63	0,66	0,78	0,66	0,26
Уборть - Рудня	0,42	0,67	1,00	0,72	0,70	0,83	0,59	0,76	0,19
Уборть - Перга	0,56	0,66	0,72	1,00	0,88	0,57	0,75	0,64	0,37
Уж-Коростень	0,67	0,63	0,65	0,88	1,00	0,52	0,80	0,75	0,39
Норин-Словенщина	0,36	0,66	0,83	0,57	0,52	1,00	0,57	0,78	0,28
Тетерів-Житомир	0,79	0,78	0,59	0,75	0,80	0,57	1,00	0,77	0,45
Ірша - Вол.Волинськ	0,54	0,66	0,76	0,64	0,75	0,78	0,77	1,00	0,29
Ірша-Українка	0,33	0,26	0,19	0,37	0,39	0,28	0,45	0,29	1,00

Використовуючи відновлені ряди середніх річних витрат води за допомогою модуля «Basic statistics» програми «Statistica», було розраховано середні річні норми водного стоку, характерні багаторічні витрати води 95% та 5% забезпеченості (за аналітичними функціями розподілу щорічних ймовірностей перевищення витрат води) та цілий ряд інших статистичних параметрів (табл.3).

Таблиця 3 - Статистичні параметри рядів середніх річних витрат води (м³/с) річок Житомирської області за багаторічний період

Річка-пункт	Довжина ряду	Q сер. багатор. (норма стоку)	Q min	Q max	Амплітуда	Qсер. 50%	Qсер. 95%	Qсер. 5%	σ	C _v	A	E
Случ -Громада	82	8,2	3,1	17,0	13,9	7,5	3,9	13,7	3,1	38,0	0,9	0,3
Случ - Нов.Вол.	38	27,0	14,0	56,0	42,0	25,3	14,5	49,2	9,8	36,2	1,1	1,1
Уборть - Рудня	66	2,4	0,2	8,7	8,5	2,0	0,5	5,0	1,6	66,4	1,3	2,8
Уборть - Перга	58	12,4	3,0	26,3	23,3	12,1	4,3	24,7	5,6	45,1	0,6	-0,0
Уж-Коростень	66	4,2	1,2	11,8	10,6	3,5	1,5	9,0	2,3	53,9	1,1	1,3
Норинь-Словенщина	48	4,4	1,6	14,0	12,4	3,9	1,9	10,9	2,7	61,6	1,9	3,9
Тетерів-Житомир	84	14,4	3,9	35,3	31,4	13,3	5,8	26,6	6,9	48,0	0,8	0,3
Ірша - Вол.Волинськ	57	0,8	0,1	2,1	2,0	0,7	0,2	1,5	0,4	54,5	0,9	0,8
Ірша-Українка	79	7,9	1,9	21,0	19,1	7,2	2,2	16,9	4,4	55,8	0,9	0,2

Аналізуючи цю таблицю, слід відзначити, що основні розрахункові гідрологічні характеристики річок, зважаючи на їх різні розміри, значно відрізняються. Так норма стоку становить 0,8 – 27,0 м³/с (перевищення в 34 рази), середні за багаторічний період максимальні витрати становлять 2,1 – 56,0 м³/с (перевищення в 28 разів). Найбільша мінливість водного стоку характерна для річок Случ (м. Новоград Волинський), Тетерів (м. Житомир) та Уборть (с. Перга). На цих річках спостерігаються і найвищі середні амплітуди коливання стоку (А) та середньоквадратичні відхилення середніх річних витрат від норми стоку (σ). Причиною цього може бути вплив як природних особливостей формування стоку у значних за площею річкових басейнах, так і господарської діяльності, зокрема зарегульованості водного стоку, що підтверджується даними В.І. Вишневецького та О.О. Косовця [3].

Коефіцієнт варіації річкового стоку змінюється в межах 36,2 – 66,4%. Найбільші значення його, навпаки, характерні для малих річок - Уборті (66,4%) і Норині (61,6%). Це свідчить про значну мінливість стоку протягом періоду спостережень, яка, з одного боку, спричинена як його швидкою реакцією на випадіння зливових опадів через малий час добігання та морфометричні особливості русел або на надходження талих вод під час активних весняних водопіль, так з іншого боку, вразливістю гідрологічних систем малих річок до посушливих кліматичних умов.

Розподіл стоку річок характеризується незначною правосторонньою асиметрією, найбільші значення якої спостерігаються на найменших за площею водозбору річках – Норині (с.Славенщина) – 1,9 та Уборть (с.Рудня Іванівська) – 1,3. Зміщення кривої розподілу стокових величин вправо відбулося за рахунок короткоперіодичних коливань водного стоку з великими амплітудами під час випадання зливових опадів.

Як відомо, коливання водного стоку проявляються у формі послідовної зміни багатоводних і маловодних груп років (рис.2), тобто мають циклічний характер. Вони відрізняються як за величиною відхилення від середнього значення величини стоку за весь період спостережень, так і за тривалістю тієї чи іншої групи років [4,5].

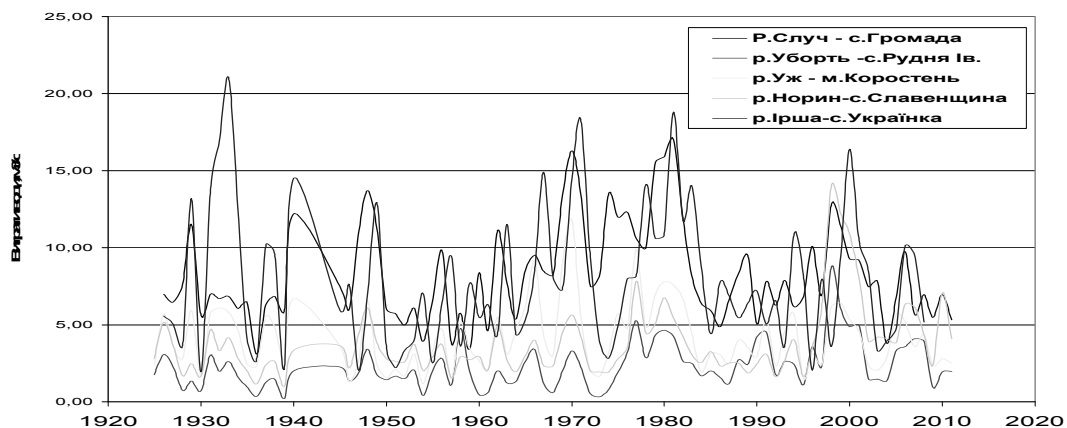


Рис.2 – Циклічний характер зміни водного стоку річок з 1925 р. по 2012 р.

Ці групи утворюють цикли різної тривалості і різного розмаху коливань водності. Період часу, протягом якого спостерігається збільшення водності, називається багатоводною фазою циклу (багатоводним періодом), а у випадку постійного зменшення – маловодною фазою (маловодний період).

Для дослідження циклічності коливань стоку використовуються різні методи, зокрема, методи інтегральних і подвійних інтегральних кривих, різницево-інтегральних кривих, метод ковзного осереднення, автокореляційний та спектральний аналізи.

Жоден з цих методів не позбавлений певних недоліків, які призводять до викривлення результатів досліджень [5], проте, як один з найпростіших, найбільшого застосування для цих цілей набув метод різницево-інтегральних кривих [1]. Він полягає в розрахунку модульних коефіцієнтів водного стоку (K),

$$K = Q_i / Q_{\text{сер}},$$

де Q_i – значення ряду, $Q_{\text{сер}}$ – середнє значення ряду.

Потім визначається їх відхилення від середнього $K-1$, шляхом послідовного додавання цих відхилень $\Sigma(K-1)$ отримуємо ряд накопичених відхилень для побудови інтегральної кривої, яка характеризує наростаючу суму відхилень модульних коефіцієнтів від середнього багаторічного значення ряду.

Додатні значення відхилень модульних коефіцієнтів за досліджуваній інтервал часу при додаванні дають нахил різницево-інтегральної кривої вгору відносно горизонтальної лінії (норми стоку), а від’ємні значення - нахил кривої вниз. Першу ділянку кривої зазвичай відносять до багатоводної фази циклу, а другу - до маловодної.

На рис.3 побудовано різницево-інтегральні криві середніх багаторічних величин водного стоку п’яти досліджуваних річок, з яких 3 є середніми, а 2 малими, та на їх основі виконано поділ ряду на цикли та фази водності.

Поділ на фази водності здійснювався згідно правил, прийнятих у гідрологічній практиці [4]. За початок відліку було взято 1950 р. Починаючи з цього часового моменту, було визначено три повних цикли водності тривалістю 22, 11 і 22 роки, кожен з яких включає маловодну та багатоводну фазу різної тривалості (табл.4).

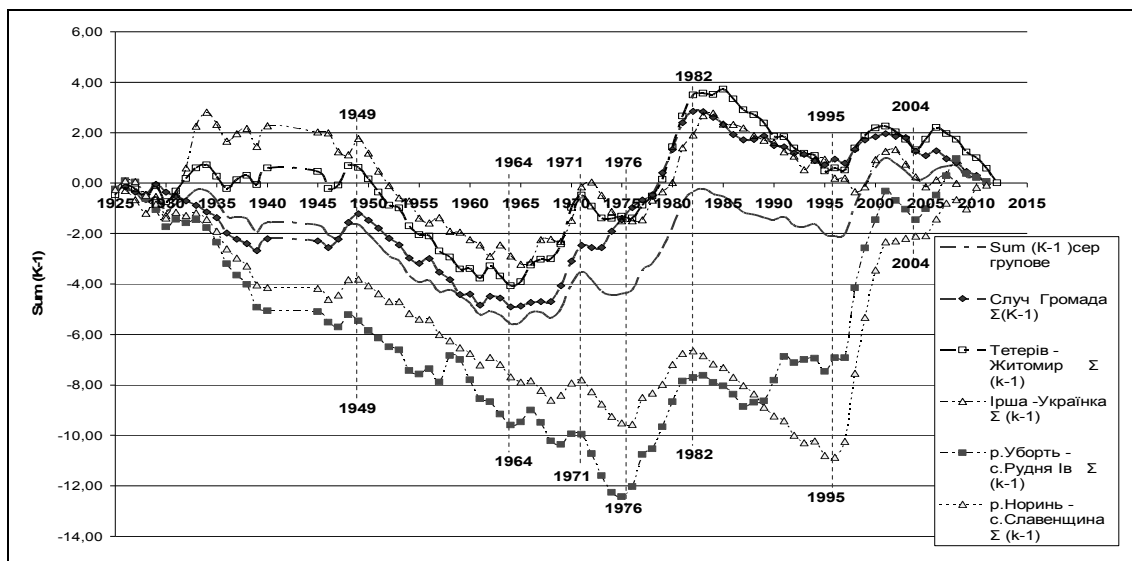


Рис. 3 – Аналіз циклічності водного стоку за різницево-інтегральними кривими.

Таблиця 4 - Цикли і фази водного стоку річок Житомирської області

Порядковий номер циклу	Тривалість циклу		Маловодна фаза		Багатоводна фаза	
	Період	Роки	Період	Роки	Період	Роки
1	1950-1971	22	1950-1964	15	1965-1971	7
2	1972-1982	11	1972-1976	5	1977-1982	6
3	1983-2004	22	1983-1995	13	1996-2004	11

Результати розрахунку норми стоку за повні цикли водності та окремі фази водності наведені у табл.5.

Таблиця 5 - Норми стоку для повних циклів і фаз водності

Річка - пункт	Повні цикли водності			Багатоводні та маловодні фази водності						Q сер. 1950 - 2004
	1950-1971	1972-1982	1983-2005	1950-1964	1965-1971	1972-1976	1977-1982	1983-1995	1996-2004	
Случ-с.Громада	7,78	12,2	7,66	6,21	11,13	10,7	13,4	6,90	8,75	9,5
Случ-м.Новоград-Волин.	24,5	32,84	25,5	20,8	32,55	28,0	36,8	21,8	30,8	28,5
Уборть-с. Рудня Ів.	1,85	2,79	2,98	1,68	2,20	1,36	3,99	2,36	3,87	2,58
Уборть-с.Перга	10,5	15,5	12,0	8,86	14,12	9,73	20,4	11,8	12,3	12,9
Уж-м.Коростень	4,31	5,56	3,64	3,05	7,03	3,49	7,29	3,45	3,92	4,7
Норинь-с.Славенщина	3,10	4,19	4,57	2,81	3,72	2,45	5,63	2,58	7,45	4,11
Тетерів-м.Житомир	13,6	19,5	12,9	9,89	21,7	11,7	26,1	11,0	15,7	16,0
Ірша-м.Волод. Вол.	0,74	0,84	0,70	0,48	1,11	0,47	1,16	0,50	0,99	0,78
Ірша-с.Українка	7,22	9,39	7,32	5,46	10,9	5,80	12,3	7,33	7,30	8,21

Як видно із наведених даних (рис. 3, табл.4, табл.5), зміна стоку досліджуваних річок протягом періоду надійних гідрометричних вимірювань (1950-2012 рр.) описується трьома повними циклами водності, два з яких тривалістю 22 роки і один короткоперіодичний тривалістю 11 років. Норми стоку 22-річних періодів є більш стійкими, вони близькі між собою і набагато ближчі до значення середньої багаторічної норми стоку, розрахованої ймовірнісними методами, і до офіційних розрахункових параметрів стоку, які опубліковані у Державному водному кадастрі (ДВК). Короткоперіодичний 11-річний цикл прив'язаний до 6-річної багатоводної фази, під час якої різко зростала водність річок регіону, характеризується завищеними нормами стоку.

Значні відмінності у нормах стоку спостерігаються і між маловодними та багатоводними фазами цих циклів. На цей факт слід звертати увагу при виборі порівняльних періодів для водогосподарських, гідрохімічних та прогнозних гідрологічних розрахунків.

Порівняння норми стоку, визначеної з урахуванням циклічності, тобто за період з 1950 по 2004 р. (три повні цикли водності), з офіційними даними ДВК показало (рис.4) в більшості випадків (за винятком р. Уборть – с. Рудня Іванівська) достатньо високий рівень співпадіння даних. Значне відхилення по р. Уборть пояснюється включенням у розрахунок значного масиву відновлених даних, які, відповідно до методики регресійного аналізу, відповідають певному середньому рівню зміни функції (водного стоку річки) при широкому діапазоні зміни аргументу (водного стоку річки-аналога).

Це означає, що дані відновлених рядів не підходять для дослідження циклічності водного стоку, тому що вони занижують максимальні витрати і завищують мінімальні, спотворюючи сформовані природними процесами цикли водності.

Порівняння розрахованих нами норм стоку з даними інших авторів (табл.6) показують їх ідентичність до існуючих даних. Це означає, що водний стік річок в останні роки не змінився настільки суттєво, щоб це вплинуло на зміну багаторічних розрахункових гідрологічних характеристик. Норма стоку, що була розрахована нами за продовженими рядами даних, теж не внесла значних корективів у кінцевий результат. Це дозволяє використовувати отримані значення нормативних характеристик у подальших дослідженнях.

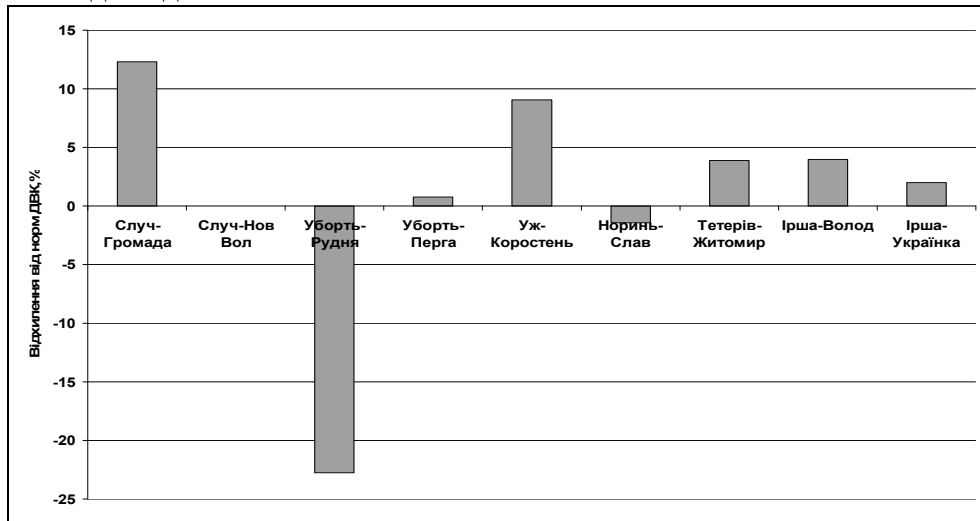


Рис. 4 – Відхилення (%) норм водності, отриманих з урахуванням циклічності, від офіційних розрахункових норм ДВК, 2005 р.

Таблиця 6 - Порівняння розрахованих значень норми стоку річок з існуючими довідниковими даними

Річка- пункт	Норма стоку (ряди з відновленими даними) 1925-2012 рр.	Норма стоку (фактичні дані по 2012 р.)	За В.І.Вишне-вським та О.О. Косовцем [2]	За В.О. Манукалом 1991 [6]	Норма стоку з урахуванням циклічності (1950-2004 рр.)	За ДВК 2005 [5]
Случ-с.Громада	8,2	8,25	8,46	-	9,5	8,46
Случ-м.Новогр. Вол.	27,0	26,9	28,5	-	28,5	28,5
Уборть- с. Рудня Ів.	2,4	2,32	3,33	1,51	2,58	3,34
Уборть-с.Перга	12,4	12,4	12,8	10,9	12,9	12,8
Уж-м.Коростень	4,2	4,18	4,28	3,29	4,7	4,31
Норинь-с.Славенщина	4,4	4,35	4,18	-	4,11	4,17
Тетерів-м.Житомир	14,4	14,4	15,3	-	16,0	15,4
Ірша- м.Волод. Вол.	0,8	0,75	0,75	-	0,78	0,75
Ірша- с.Українка	7,9	7,91	8,04	6,94	8,21	8,05

Висновки. Проведені дослідження дали змогу уточнити розрахункові гідрологічні характеристики річок Житомирської області як ймовірно-статистичним методом, так і з урахуванням циклічності водного стоку. Встановлено три повних цикли водності тривалістю 22, 11 і 22 роки, кожен з яких включає маловодну та багатоводну фазу різної тривалості. Показано, що норми стоку в окремі фази, і навіть періоди, суттєво відрізняються між собою. Цей факт необхідно враховувати при виборі порівняльних періодів для водогосподарських, гідрохімічних та прогнозних гідрологічних розрахунків.

Список літератури

1. Афанасьев А.Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. -М.: Наука, 1967. -233 с.
2. Вишневецький В.І. Зміна клімату і річкового стоку на території України і Білорусії// Наук. праці УкрНДГМІ. - 2001. – Вип.249. – С.89-105.
3. Вишневецький В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. -Київ:Ніка-Центр, 2003.- 323 с.
4. Владимиров Ф.М. Гидрологические расчеты. - Л.:Гидрометеоздат, 1990.-365 с.
5. Ворончук М.М. Учет искажений цикличности, возникающих при исследовании ее методами скользящих средних и интегрально-разностных кривых//Труды УкрНИГМИ.- 1974.- Вып. 127. – С. 3-15.
6. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) - Київ:Ніка-центр, 2010.- 316 с.
7. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 1981-2000 рр. та за весь період спостережень).Част.1. Т. II. Вип. 2.- Київ,2005.
8. Лобода Н.С. Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку XXI століття./Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. - 2010. Т.18. - С.62-70.
9. Манукало В.О. Норма і мінливість річного стоку/ В зб.: Малі річки України (за ред. А.В.Яценка). - Київ:Урожай, 1991. -С. 59-66.
10. Обухов Є. В. Сучасні показники забезпеченості населення України водними ресурсами//Український гідрометеорологічний журнал, - 2011. - №8. -С. 176-181.
11. Основні показники використання вод в Україні за 2009 рік. - Держводгосп України, 2010. -56 с.
12. СНиП 2.01.14-83 «Определение расчетных гидрологических характеристик» М.: Государственный комитет СССР по делам строительства,1985. - 95 с.
13. Сніжко С. І., Купріков І.В. Багаторічна мінливість стоку основних річок басейну Чорного моря// Гідрологія, гідрохімія та гідроекологія. – 2001. – Т. 2. – С. 373–378.
14. Сніжко С. І., Купріков І. В., Бондарчук Т. В. Оцінка багаторічної мінливості стоку річок басейну верхнього Дністра//Україна : географічні проблеми сталого розвитку. Зб. наук. праць. В 4-х т. – К. : ВГЛ Обрії, 2004. – Т. 3. – С. 270 – 272.
15. Сніжко С., Яцюк М., Купріков І., Шевченко О., Струтинська В., Краковська С., Паламарчук Л., Шедеменко І. Оцінка можливих змін водних ресурсів місцевого стоку в Україні в XXI столітті // Водне господарство України. – 2012. - № 6 (102). – С. 8-16.
16. *Global Change: Enough Water for all?* Hamburg: Wissenschaftliche Auswertungen, 2007. -385 p.
17. Snishko S. Abflussmenge der Gewaesser als integrierte Charakteristik des Einflusses natuerlicher Prozesse auf die chemische Zusammensetzung der Gewaesser und auf die Wasserguete//Hydrologische Vorhersagen und hydrologisch-wasserwirtschaftliche Grundladen.UNESCO/WMO:2000. - P. 764-767.
18. Snishko S. Kuprikov I. Wasserabfluss der Hauptflusse des Beckens von Schwarzen Meer und die Besonderheiten seiner Veraenderung/ /XXI Conference of the Danubian countries on the hydrological forecasting and hydrological bases of water management (2–6 Sep. 2002, Bucharest, Romania) – Bucharest, 2002. – P. 311–314.

Уточнение норм и характерных периодов изменения среднего годового стока рек Житомирской области.

Снежко С.И., Павельчук Е.М., Дидовец Ю.С.

Уточнены расчетные гидрологические характеристики рек Житомирской области. Установлены временные границы трех полных циклов водности, каждый из которых включает маловодную и многоводную фазу различной продолжительности. Подчеркнута значительная изменчивость норм стока в отдельные фазы, а также периоды. Данные исследований рекомендовано учитывать при выборе сопоставимых периодов для водохозяйственных, гидрохимических и прогнозных гидрологических расчетов.

Ключевые слова: среднегодовой сток, норма стока, цикличность, полный цикл стока, многоводная фаза, маловодная фаза.

Clarifying of normal annual runoff and characteristic periods its changes on the Zhytomyr region's rivers. Snizhko S., Pavelchuk Y., Didovets Y.

The estimated hydrological characteristics of rivers Zhytomyr region was clarified. The time limit of water flow cycles, each of which includes a dry and wet phase of varying duration was set.

The significant variability of normal annual runoff in certain phases, and even periods was underlined. These studies recommended to take into account when determining the comparative time periods for water management, hydrochemical calculations and hydrological forecasting.

Keywords: mean annual runoff, normal annual runoff, cyclicity, full cycle of flow, wet phase, dry phase.

Е. В. Обухов, д. эконом. н., **Е. С. Корягина**, инж.

Одесский государственный экологический университет

ДЕФИЦИТ НАСЫЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА И ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ КАХОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

На основе реальной гидрометеорологической информации за 55 лет эксплуатации водохранилища исследовано влияние дефицита насыщения водяного пара над водной поверхностью для характерных лет на гидрометеорологические показатели Каховского водохранилища.

Ключевые слова: водохранилище, водная поверхность, испарение, показатели, температура, дефицит, водяной пар.

Введение и постановка проблемы. Составление водного баланса водохранилищ один из важных разделов схемы комплексного использования водных ресурсов водоемов. Сооружение водохранилищ и увеличение потерь воды на испарение и фильтрацию приводит к изменениям естественных водных ресурсов.

Бесперывный процесс циркуляции воды в природе под влиянием солнечной радиации приводит к испарению с водной поверхности планеты около 505 тыс. км³ воды. Эта вода в атмосфере конденсируется и возвращается обратно в океан в виде осадков – 458 тыс. км³ [1,2]. Разница объемов между испарением и осадками переносится воздушными течениями на сушу и является источником осадков на ее поверхности. Интенсивность влагооборота, совершаемого в атмосфере водяными парами, в среднем за год, составляет 42 влагооборота [1]. Любые водохозяйственные мероприятия всегда приводят к изменениям во влагообороте.

Таким образом, испарение является одной из основных составляющих теплового и водного баланса, т.к. за счет испарения атмосфера обогащается влагой [3]. Величина испарения существенно меняется в зависимости от метеорологических условий и изменений климата.

Расчет испарения с водной поверхности водохранилищ проводится по довольно простым эмпирическим формулам, для которых используется стандартная гидрометеорологическая информация. В основу их положен закон французского физика Дальтона о пропорциональности испарения разности парциального давления водяного пара над этой поверхностью [1,4-8].

Структура расчетной зависимости имеет вид

$$E = An(e_0 - e_2)(1 + aw_2), \quad (1)$$

где:

E – испарение с водной поверхности за месяц, мм;

A – числовой коэффициент, который суммарно учитывает влияние на процесс испарения некоторых его факторов;

n – количество суток в месяце;

e_0 – давление насыщенного водяного пара, которое рассчитывается по температуре воды на ее поверхности, (мм; гПа);

e_2 – парциальное давление водяного пара в воздухе на высоте 2 м над водной поверхностью, (мм; гПа);

α – числовой коэффициент;

w_2 – среднемесячная скорость ветра на высоте 2 м, м/с.

Выражение $(e_0 - e_2)$ в мм или гПа определяет дефицит влажности в приземном слое атмосферы [1] или дефицит насыщения водяного пара (недостаток насыщения) [9].

Содержание водяного пара в атмосфере называется влажностью воздуха, которая характеризуется абсолютной, относительной и удельной влажностью, парциальным давлением водяного пара и давлением насыщенного пара, дефицитом насыщения водяного пара, температурой точки росы.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения воды с деятельной поверхности и его содержание в атмосфере эквивалентно слою воды 25,5 мм [9]. Его содержание также ограничивается температурой.

Дефицит насыщения водяного пара комплексно отражает тепло- и влагосодержание воздуха. При увеличении относительной влажности (f) дефицит насыщения водяного пара (d) уменьшается до нуля (при $f=100\%$). Относительная влажность до высоты 2-3 км изменяется особенно неравномерно и с высотой в среднем уменьшается.

Парциальное давление водяного пара с высотой уменьшается и на высоте 6 км в 9-10 раз меньше, чем на уровне моря. Парциальное давление водяного пара в воздухе соответствует температуре воздуха: чем выше температура, тем большее количество водяного пара может в нем находиться [3, 9].

Суточный ход дефицита насыщения водяного пара соответствует ходу температуры воздуха и наибольший в 14-15 часов. Годовой ход дефицита насыщения водяного пара имеет максимум в самый жаркий месяц, а минимум – в самый холодный [1, 9].

Целью работы является исследование изменений дефицита насыщения водяного пара над водной поверхностью Каховского водохранилища в условиях изменения климата.

Основными материалами исследования являются систематизированная гидрометеорологическая информация с Каховской гидрометеорологической обсерватории за 55 лет наблюдений, составляющие водных балансов водохранилища и результаты исследований за прошлые годы [5-8].

Каховское водохранилище – шестое в Днепровском каскаде. Среднегодовое сток Днепра в створе водохранилища – 52,2 км³. Полная и полезная емкость водохранилища – 18,2 и 6,8 км³. Площадь зеркала водохранилища при нормальном подпёртом уровне – 2155 км², длина его 230 км, максимальная и средняя глубина – 36 и 8,4 м. Напоры: максимальный статичный – 16,5 м, расчетный – 15 м, минимальный – 8,9 м.

Берега водохранилища высокие, состоящие в основном из суглинков, порезанные глубокими оврагами и долинами мелких степных рек, которые сегодня стали его заливами.

В водохранилище выделяют пять участков (рис.1). Первый участок от г.Н.Каховка до с.Бабино – приплотинный, самая глубокая зона шириной 5-6 км,

глубиной от 13 до 25 м, а иногда и 32 м. Площадь первого участка – 495 км². Второй участок от с.Бабино до г.Никополь шириной 8-15 км, преобладающие глубины – 10-12 м. Площадь второго участка – 532 км². Третий участок от г.Никополь до с.В.Тарасовка шириной от 8 до 16 км с глубинами 8-10 м. Площадь третьего участка – 365 км². Гидрологический режим второго и третьего участка – переходный от речного до озеровидного. Четвертый участок от с. Благовещенка до с. Плавни – пойменный, отделен от руслового – пятого участка – песчаной грядой и имеет вид мелководного озера с преобладающими глубинами 3-5 м, а также большая площадь с глубинами 1 м. Площадь четвертого участка – 690 км². Русловой – пятый – участок расположен от с.В.Тарасовка до с.Розумовка. Площадь пятого участка 73 км².



Рис. 1 – Каховское водохранилище и его участки

Результаты исследований и их анализ. На основе систематизированной информации за 55 лет эксплуатации Каховского водохранилища были выделены характерные годы:

- с максимальным годовым слоем испарения E (мм) – 2007 г.;
- с минимальным годовым слоем испарения E (мм) – 1980 г.;
- с максимальным годовым слоем осадков X (мм) – 1997 г.;
- с минимальным годовым слоем осадков X (мм) – 1975 г.

Хронологический график выше указанных слоев приведен на рис. 2

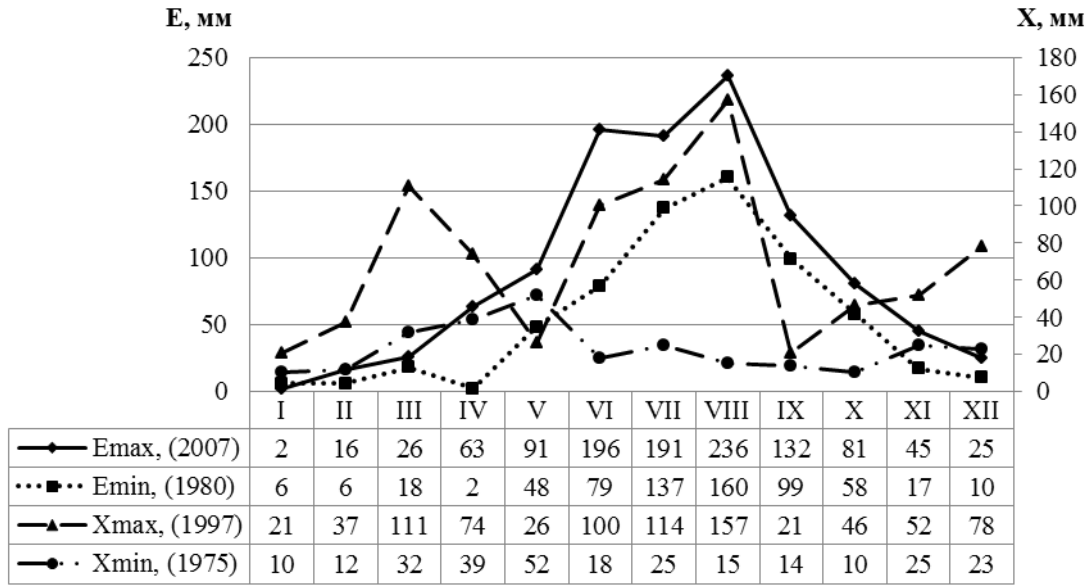


Рис. 2 – Хронологический график хода слоев осадков (X, мм), выпавших на акваторию, и испарения (E, мм) с поверхности Каховского водохранилища

На рис. 3 приведен хронологический график среднемноголетней температуры воздуха и воды для характерных лет с максимальными и минимальными их значениями:

- температура воздуха максимальная – 2007 г.;
- температура воздуха минимальная – 1985 г.;
- температура воды максимальная – 2007 г.;
- температура воды минимальная – 1987 г.

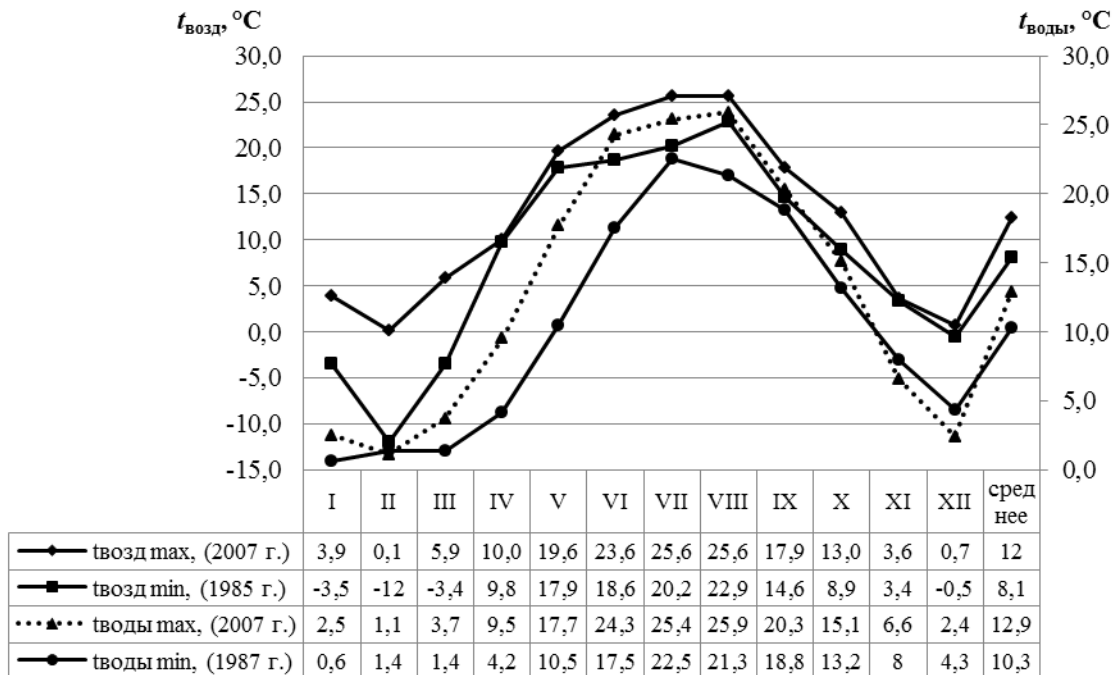


Рис. 3 – Хронологический график изменений температуры воздуха ($t_{возд}$) и воды ($t_{воды}$) по акватории Каховского водохранилища

В исследованиях также рассматривались характерные по водности годы: многоводный (1970 г.) и маловодный (1972 г.). Объемы стока $W_{ст}$ и испарения We за эти годы (млн м³) приведены на рис. 4.

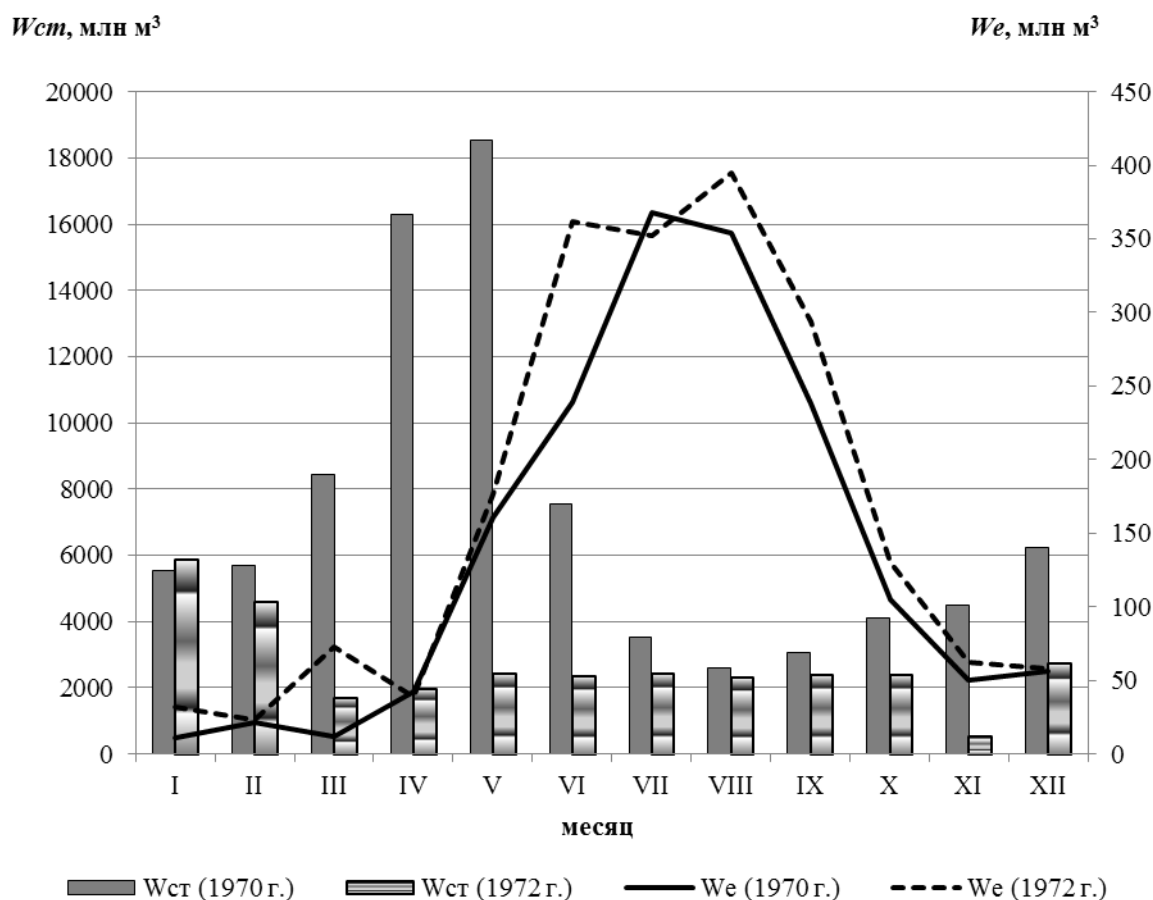


Рис. 4 – Хронологический график объемов стока ($W_{ст}$) и испарения (We) с водной поверхности Каховского водохранилища

Дефицит насыщения водяного пара над водной поверхностью водохранилища за характерные годы хронологически показан в виде кривых изменения $(e_0 - e_2)$ в гПа на рис. 5.

Отметим, что семейство кривых $(e_0 - e_2)$ ограничивается, в основном, сверху годом с максимальным (2007 г.), а снизу минимальным (1980 г.) годовым слоем испарения. На графике также нанесена линия среднемноголетнего дефицита насыщения водяного пара над водохранилищем за 55 лет эксплуатации водохранилища. Максимальная амплитуда колебания ограничивающих кривых находится в пределах от -10 до +13,55 гПа, а осредненной кривой от -0,89 до +11,81 гПа.

Учитывая, что на дефицит насыщения водяного пара над водохранилищем значительно влияет температура воды и воздуха, была построена зависимость дефицита $(e_0 - e_2)$ от температуры воды $t_{воды}, ^\circ\text{C}$ для всех характерных лет с определением коэффициентов корреляции по каждому году (рис. 6).

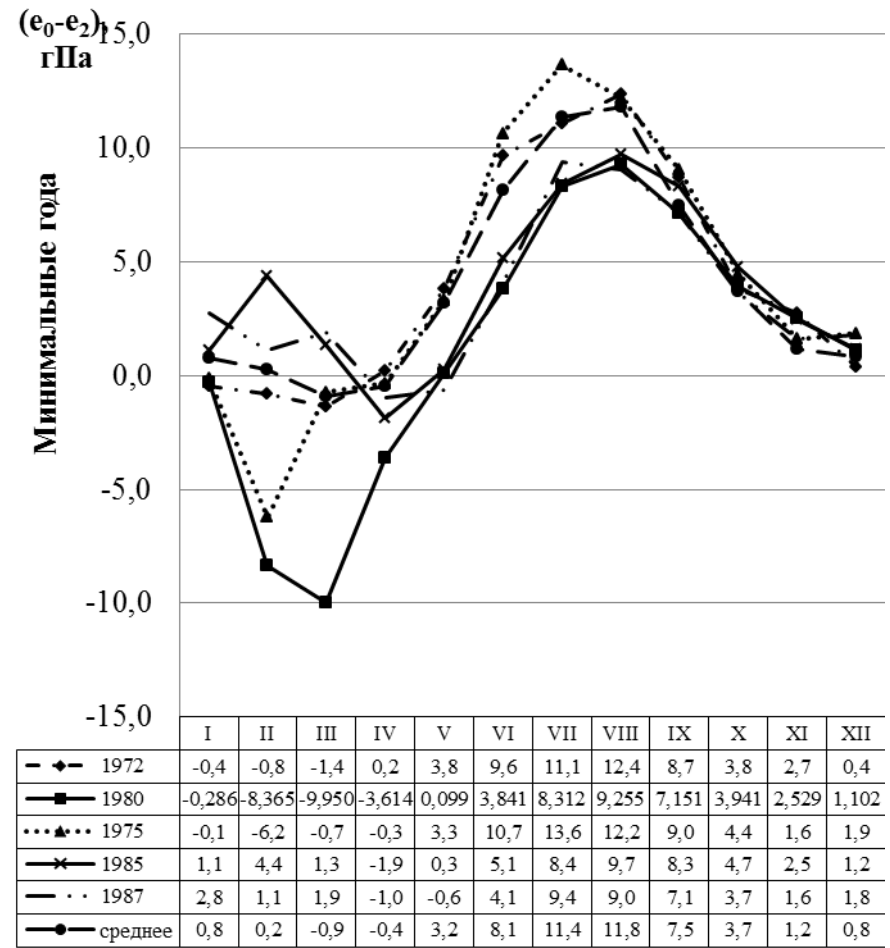
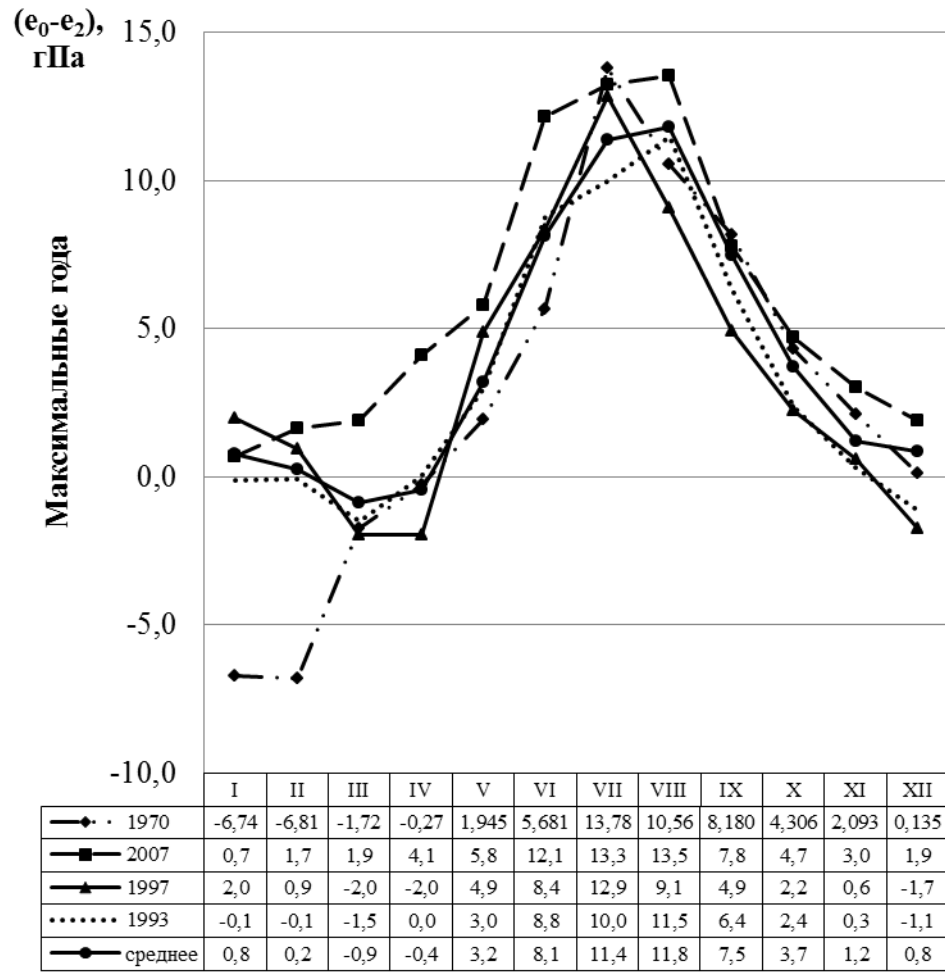


Рис. 5 – Хронологический график $(e_0 - e_2)$ за характерные годы для Каховского водохранилища

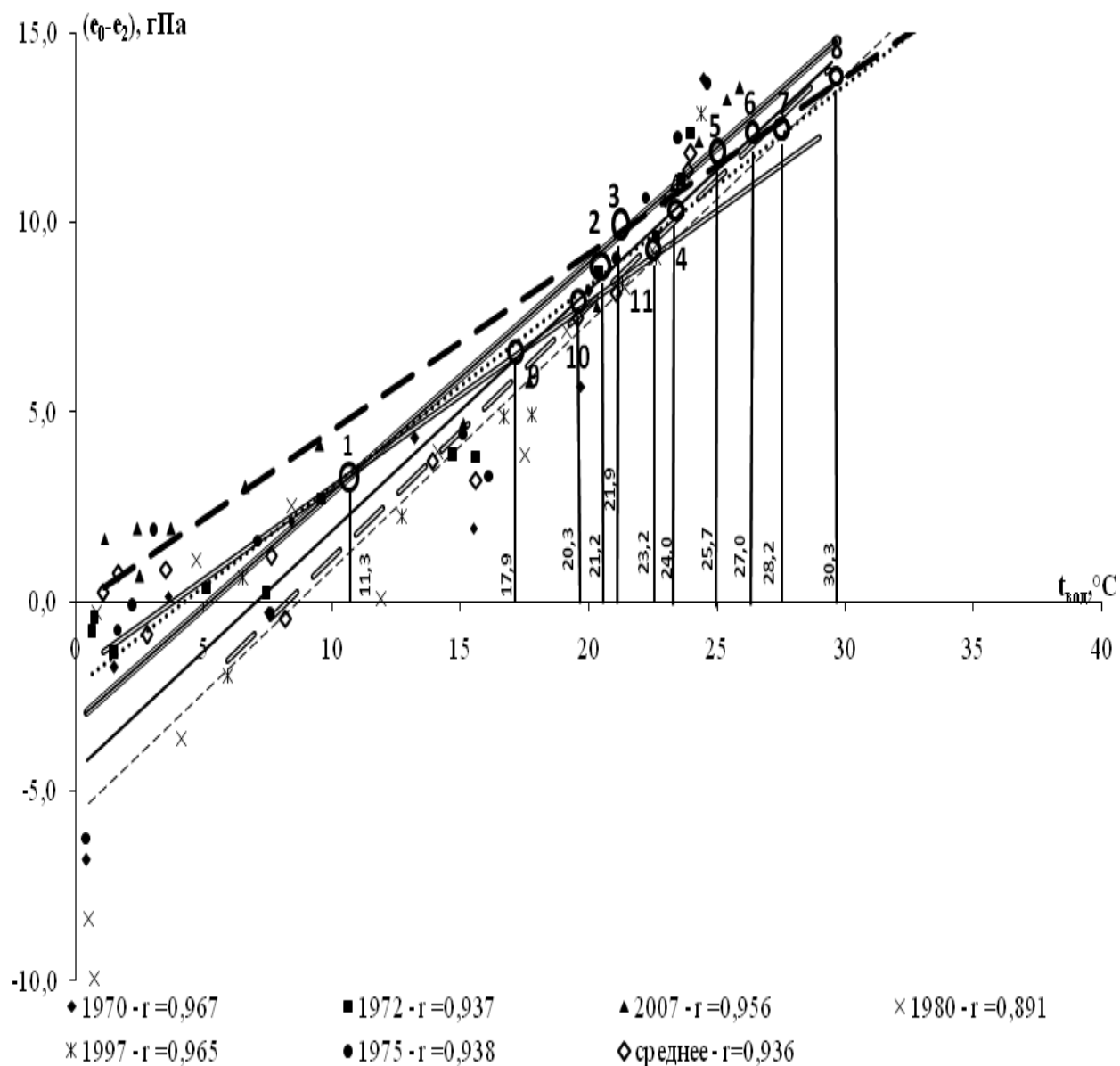


Рис. 6 – Зависимость $(e_0 - e_2) = f(t_{\text{воды}})$ для Каховского водохранилища

По среднемноголетним данным была построена также прямая, уравнение которой имеет вид:

$$(e_0 - e_2) = 0,485t_{\text{воды}} - 1,83. \quad (2)$$

Коэффициент корреляции $r=0,936$.

Следует отметить, что построенные прямые для характерных лет пересекаются и образуют систему характерных точек, для которых наблюдается общая величина температуры воды и дефицита насыщения водяного пара над водохранилищем (табл.1).

Таблица 1 – Характерные точки зависимости $(e_0 - e_2) = f(t_{\text{воды}})$ для характерных лет

№/№ точки	Пересечение прямых (лет)	Температура воды, $t_{\text{воды}}, ^\circ\text{C}$	Дефицит насыщения водяного пара, $(e_0 - e_2)$, гПа	Коэффициент корреляции, r
1	1975×1972×среднее	11,3	3,5	0,938×0,937×0,936
2	1972×1970	21,2	8,7	0,937×0,967
3	1975×2007	21,9	10,0	0,938×0,956
4	1997×1972	24,0	10,3	0,965×0,937
5	2007×1970	25,7	12,0	0,956×0,967
6	2007×1997×1970	27,0	12,3	0,956×0,965×0,967
7	1972×1980	28,2	12,5	0,937×0,891
8	2007×1972×1980	30,3	13,8	0,956×0,937×0,891
9	среднее×1970	17,9	6,9	0,936×0,967
10	среднее×1997	20,3	7,9	0,936×0,965
11	среднее×1980	23,2	9,2	0,936×0,891

Отметим что, в 8-ой характерной точке пересекаются самые противоположные по значениям годового слоя испарения линии, т.е. в этой точке при $t_{\text{воды}}=30,3$ °C дефицит насыщения водяного пара будет одинаковым для 2007 и 1980 гг. и составляет +14 гПа. Это говорит о том, что с ростом температуры воды дефицит насыщения водяного пара приближается с года с максимальным к году с минимальным испарением, при $t_{\text{воды}}=30,3$ °C он сравнивается. В других характерных точках происходит тоже для других характерных лет. Кстати следует отметить очень высокие значения коэффициентов корреляции для зависимостей всех характерных лет.

На рис. 7 приведена графическая зависимость объемов и слоев испарения от дефицита насыщения водяного пара над водной поверхностью Каховского водохранилища для четырех характерных лет его эксплуатации.

Отметим, что коэффициент корреляции для приведенных зависимостей колеблется от 0,80 до 0,99, а также некоторое логичное совпадение зависимостей $We = f(e_0 - e_2)$ и $E = f(e_0 - e_2)$ для 2007 и 1972 годов, а также для 1980 и 1970 годов, т.е. для годов с высоким годовым испарением и маловодным по стоку, и для годов с низким годовым испарением и многоводным по стоку.

Аналитическое выражение зависимостей $We = f(e_0 - e_2)$ и $E = f(e_0 - e_2)$ для среднесезонных показателей характерных лет будет:

$$We = 28,36(e_0 - e_2) + 38,85; \quad R^2 = 0,963; \quad (3)$$

$$E = 13,17(e_0 - e_2) + 15,66; \quad R^2 = 0,958. \quad (4)$$

Обратим внимание, что при дефиците насыщения водяного пара (4÷5) гПа и объеме испарения 180 млн м³ все зависимости по We для исследуемых лет будут показывать одинаковые результаты.

Аналогичное совпадение будет и для слоя испарения E при дефиците насыщения водяного пара равном 6 гПа и суммарном слое около 90 мм.

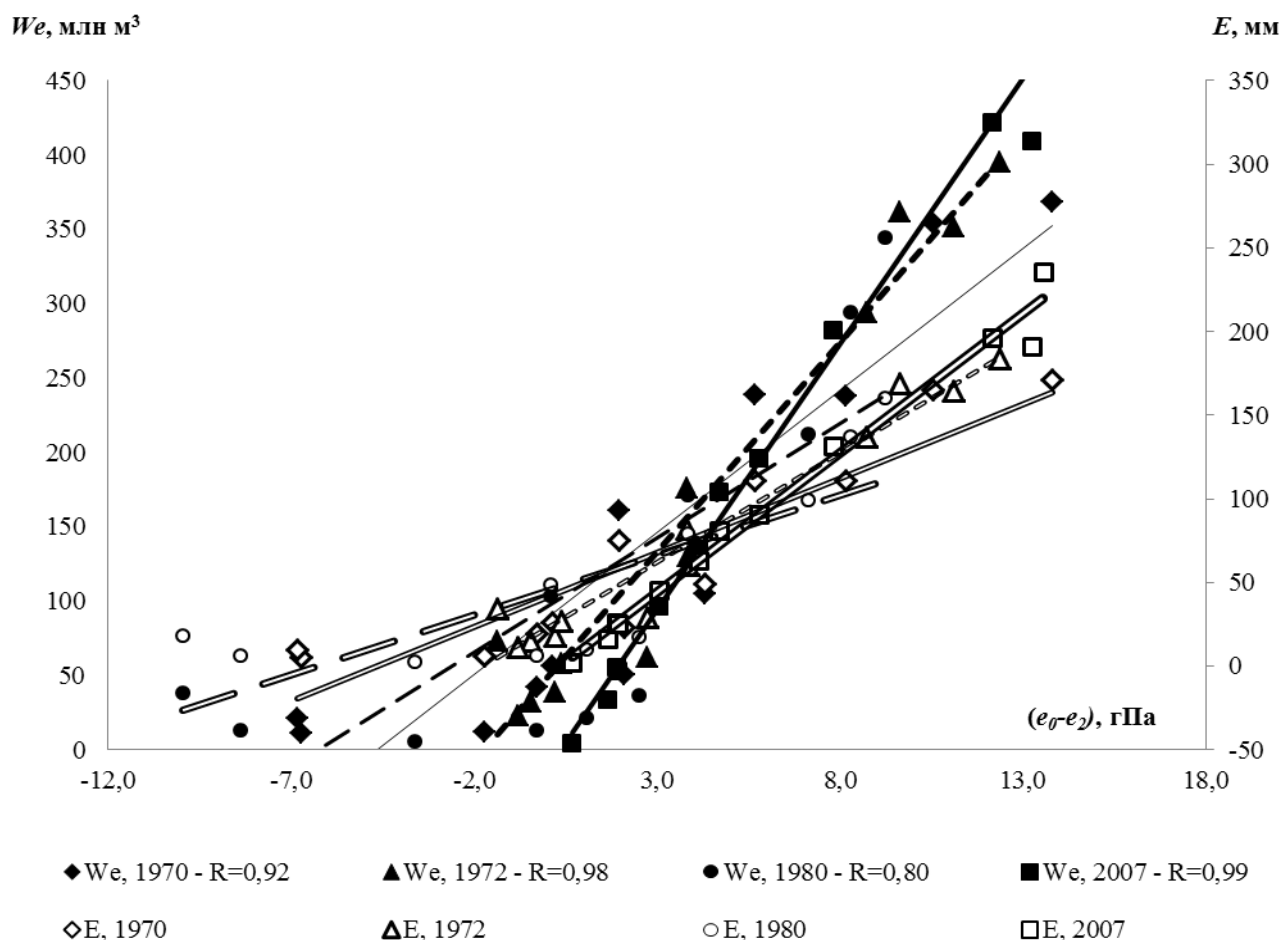


Рис. 7 – Зависимость объемов (We) и слоев (E) испарения от дефицита насыщения водяного пара для Каховского водохранилища

Построенное семейство разностных интегральных кривых на основе средних значений дефицита насыщения водяного пара над Каховским водохранилищем в 2007г. (рис. 8) показывает насколько различаются изменения дефицита насыщения водяного пара по отношению к самому «испаряемому» году (2007) для года с минимальным суммарным годовым испарением (1980), для многоводного (1970) и маловодного (1972).

Самая верхняя кривая соответствует 2007 году с высокими значениями дефицита насыщения водяного пара, а самая нижняя кривая – 1980 году с самыми низкими его значениями, т.е. эти кривые являются граничными для остальных характерных лет. На рис. 7 видно, что многоводный и маловодный годы заняли промежуточное положение между граничными интегральными кривыми.

Отметим, что кривые расположены через равные интервалы после июня. Максимальное отклонение кривой 1980 года от 2007 года в декабре оставляет 10 гПа, а в сентябре – 9,5 гПа. Амплитуда по каждой кривой между апрелем и декабрем уменьшается от 2007 года до 1980 года с 4 до 1 гПа.

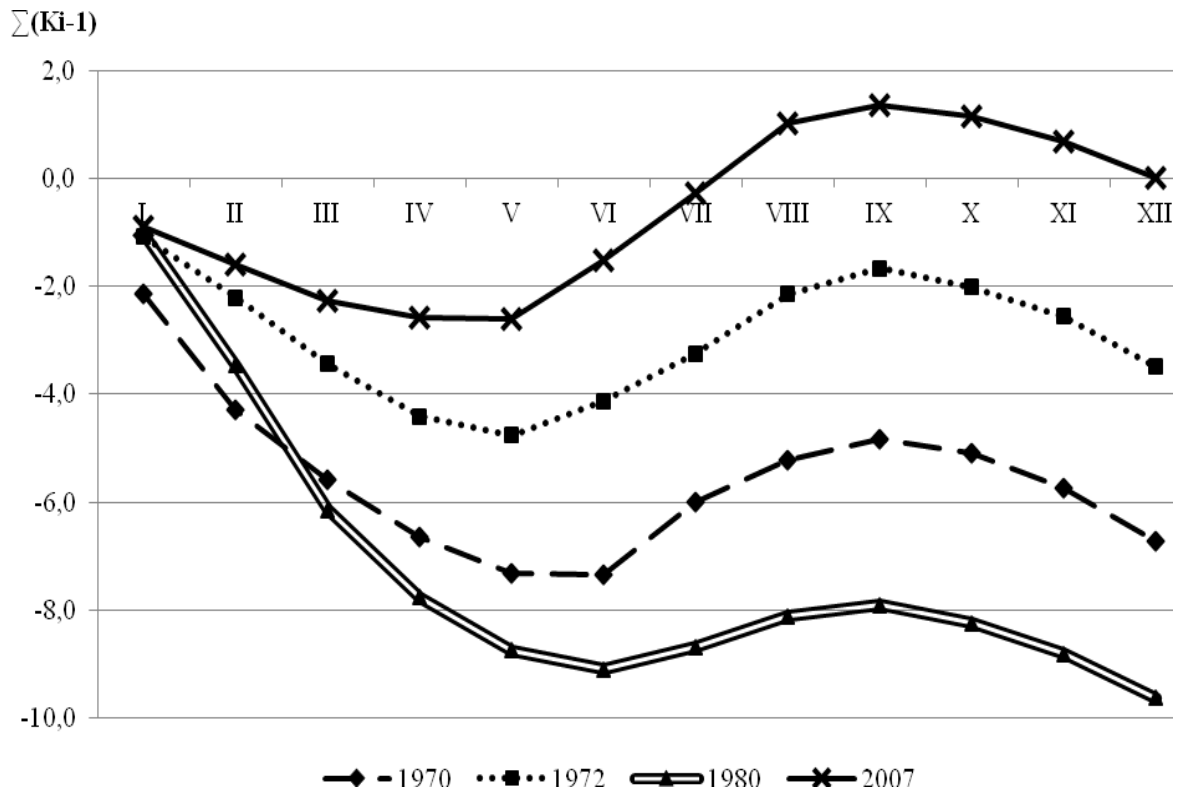


Рис. 8 – Разностные интегральные кривые дефицита насыщения водяного пара ($e_0 - e_2$) над водной поверхностью Каховского водохранилища

Выводы и рекомендации.

1. Годы с максимальным суммарным годовым испарением (2007 г.), а также максимальной среднегодовой температурой воздуха, и с минимальным суммарным годовым испарением (1980 г.) оказались определяющими и ограничивающими по изменениям всех гидрометеорологических показателей на Каховском водохранилище.
2. Получена обобщенная зависимость среднемноголетнего дефицита насыщения водяного пара над Каховским водохранилищем от среднемноголетней температуры воды его акватории с высоким коэффициентом корреляции 0,936.
3. Построенный график $(e_0 - e_2) = f(t_{\text{воды}})$ позволил для всех характерных лет выявить 11 характерных точек, объединяющих соответствующие прямые по температуре воды и дефициту насыщения водяного пара.
4. Выявлена обобщенная аналитическая зависимость среднемноголетнего объема и слоя испарения от среднемноголетней величины дефицита насыщения водяного пара над Каховским водохранилищем с коэффициентом корреляции 0,963 и 0,958 соответственно.
5. Разностные интегральные кривые показывают насколько различаются изменения дефицита насыщения водяного пара по отношению к самому «испаряемому» году (2007) для года с минимальным суммарным годовым испарением (1980), для многоводного (1970) и маловодного (1972).

Список литературы

1. *Леви И.И.* Инженерная гидрология. – М.: Высшая школа, 1968. – 240 с.
2. *Яцик А.В.* Водні ресурси: використання, охорона, відтворення, управління: Підручник для студентів вищих навч. закладів / А.В.Яцик, Ю.М.Грищенко, Л.А.Волкова, І.А.Пашенюк – К.: Генеза, 2007. - 360 с.
3. *Климат Одессы* / Под ред. Смекаловой Л.К. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 174 с.
4. *Указания по расчету испарения с поверхности водоемов.* – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 83 с.
5. *Вуглинский В.С.* Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с.
6. *Справочник по водным ресурсам*/Под ред. Б.И. Стрельца.– К.:Урожай, 1987.– 304 с.
7. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Узагальнені оцінки випаровування з Каховського водосховища: Монографія. – Одеса: Поліграф, 2012. – 130 с.
8. *Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П.* Порівняльні розрахунки випаровування з водної поверхні Каховського водосховища в сучасних умовах // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса, 2012. – Вип. 13. – С.187-195.
9. *Водяной пар в атмосфере* [Электронный ресурс] – режим доступа: rudocs.exdat.com/docs/index-398172.html.
10. *Клімат України* / За ред. В.М. Ліпінського, В.А Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

Обухов Є.В., Корягіна О.С. Дефіцит насичення водяної пари та випаровування з водної поверхні Каховського водосховища.

На основі реальної гідрометеорологічної інформації за 55 років експлуатації водосховища досліджено вплив дефіциту насичення водяної пари над ним для характерних років його гідрометеорологічних показників.

Ключеві слова: водосховище, водна поверхня, випаровування, показники, температура, дефіцит, водяна пара.

Obukhov E.V., Koryagina E.S. Deficit a saturated water vapor and evaporation from the water surface Kakhovka reservoir

The effect of water vapor saturation deficit over the reservoir for typical years of its meteorological indicators based on the true hydrometeorological information for 55 years of operation of the reservoir was studied.

Keywords: reservoir, water surface, evaporation, indicators, temperature, lack of water vapor.

НАУКОВО–МЕТОДИЧНА БАЗА ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ТРИВАЛОСТІ СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ ПІД ЧАС ДОЦОВИХ ПАВОДКІВ І ВЕСНЯНИХ ВОДОПІЛЬ

У статті розглядаються науково-методичні підходи, пов'язані з обґрунтуванням тривалості припливу води зі схилів в періоди формування екстремально високих дощових паводків і весняних водопіль.

Ключові слова: дощові паводки, водопілля, максимальний стік, схиловий приплив.

Вступ. Тривалість схилового припливу води до руслової мережі в періоди формування дощових паводків і весняних водопіль є одним з провідних параметрів у розрахункових формулах максимального стоку і входить до їх структури у явному або прихованому вигляді. Але, на жаль, в системі спостережень за гідрологічним режимом річок Гідрометслужби фактично в усіх країнах світу не організовано вимірювань складових схилового стоку, за винятком експериментальних досліджень на водно – балансових станціях. Матеріали водно – балансових станцій самі по собі мають велику теоретичну цінність, головним чином, з точки зору вивчення процесів формування стоку. Щодо практичного їх використання, то вони дуже обмежені регіональними особливостями стокоутворення.

Організація ж густої системи водно – балансових станцій, очевидно, не можлива через економічну недоцільність їх утримання. З іншого боку, склалася тупикова ситуація для подальшого розвитку методів розрахунку і прогнозу характеристик гідрологічного режиму річок.

Сучасний стан в області гідрологічних розрахунків. Розрахункові методики характеристик стоку дощових паводків і весняних водопіль у теоретичному відношенні ґрунтуються на геометричних моделях гідрографів стоку або з використанням ізохрон руслового добігання [1]. При схематизації гідрографів схилового і руслового стоку у вигляді одноmodalьних нелінійних трикутників базове рівняння має вигляд

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{\delta}{T_0}} k_m k_n, \quad (1)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

q'_m – максимальний модуль схилового припливу;

t_p - тривалість руслового добігання;

T_0 - тривалість схилового припливу;

$$k_m = \frac{\frac{m_1 + 1}{m_1}}{\frac{n + 1}{n}} - \text{коефіцієнт трансформації форми гідрографів};$$

$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$ - коефіцієнт русло- заплавного регулювання паводків (водопіль) ;

T_n - тривалість паводків (водопіль).

Коефіцієнти $\frac{I}{1 + \frac{t_p}{T_0}}, k_m, k_n$ мають редуційну природу в залежності від

розміру водозборів, причому їх спільну дію можна описати за допомогою рівняння

$$\frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_m k_n = f(F) = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}} . \quad (2)$$

З урахуванням рівняння (2)

$$q_m = \frac{I}{(F + 1)^{n_1}} . \quad (3)$$

Тобто спрощений варіант (1) фактично зводиться до відомої структури емпіричної формули максимального стоку Д.І. Кочеріна – Д.Л. Соколовського [2]. Параметри q'_m і n_1 визначались графічним шляхом за залежностями $\lg q_m = f \lg(F + 1)$.

Д.Л. Соколовський [2] шляхом спрощеного моделювання паводків і водопіль у вигляді лінійних трикутників довів, що:

$$\frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}} . \quad (4)$$

І тим самим не бере до уваги наявності таких складових загальної редуції як k_m і k_n . Крім того з'ясувалося, що у редакції (3) формула не відповідає необхідній точності, яка передбачається відповідними нормативними документами. Дослідженнями К.П. Воскресенського [3] доведено, що q'_m значною мірою залежить від шару стоку Y_m , а саме:

$$q'_m = k_0 Y_m , \quad (5)$$

де k_0 - коефіцієнт дружності весняного водопілля.

При підстановці (5) в (3) одержимо варіант емпіричної формули Д.Л. Соколовського – К.П. Воскресенського [2] :

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}} . \quad (6)$$

У такому вигляді формула (6) була використана при підготовці нормативних документів СН 435-72, СНіП 2.01.14-83, СП 33-101-2003. Шар стоку визначався за допомогою карт, а k_0 рекомендувалось встановлювати із залученням методу гідрологічної аналогії або районування по природних зонах і типах підстильної поверхні.

На основі аналізу редуційних гідрографів схилового стоку в [4] пропонується рівняння

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_\delta} \right)^m \right]. \quad (7)$$

Інтегрування (7) по T_0 дозволяє визначити шар стоку

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m, \quad (8)$$

звідки

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (9)$$

де $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

Повертаючись до (5) і (9), можна дійти висновку, що

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (10)$$

За своєю природою k_0 характеризує трансформацію гідрографів схилового припливу за рахунок тривалості T_0 .

Таким чином, і базовий варіант (1), і спрощені структури геометричних моделей гідрографів стоку включають в себе тривалість схилового припливу T_0 .

Серед формул, оснований на теорії руслових ізохроні, найбільш відомою і такою, що набула досить широкого практичного застосування є розрахункова схема А.М. Бефані [5]:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi \cdot k_2 \varepsilon_F, \quad (11)$$

де Y_m - шар стоку за паводок (водопілля);

t_p - тривалість руслового добігання;

φ - коефіцієнт діючого шару припливу води зі схилів до руслової мережі:

- при $(t_p/T_0) < 1.0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_\delta}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_\delta}{T_0} \right)^n \right], \quad (12)$$

- при $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\varphi = 1.0, \quad (13)$$

k_2 - гідрографічний коефіцієнт:

- при $(t_p/T_0) = 0$

$$k_2 = 1.0 \quad (14)$$

- при $0 < (t_p/T_0) < 1.0$

$$k_{\tilde{a}} = k_1 = \frac{1 - \frac{(m+1)}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t}{T_0}\right)^n}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t}{T_0}\right)^n}; \quad (15)$$

- при $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$k_2 = k_2 = \frac{m+1}{m} - \frac{(n+1)}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m. \quad (16)$$

- при $t_p \gg T_0$

$$k_2 = \frac{m+1}{m}; \quad (17)$$

ε_F - коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання паводків (водопіль).

З (12)-(16) видно, що складові φ і k_2 значною мірою залежать від тривалості схилового припливу T_0 .

Сучасний варіант формули, побудованої на теорії руслових ізохрон, концептуально узгоджується з (11), але має дещо іншу редакцію [1]

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (18)$$

де $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - трансформаційна функція розпластування під впливом руслового добігання:

- при $(t_p/T_0) = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0; \quad (19)$$

- при $0 < (t_p/T_0) < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (20)$$

- при $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (21)$$

- при $(t_p/T_0) \gg 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (22)$$

Як і у попередньому варіанті, трансформаційні коефіцієнти в усіх рівняннях визначаються у тому числі й тривалістю схилового припливу T_0 . Це ж стосується і максимального модуля припливу q'_m , який описується рівнянням (9) з параметром T_0 .

Науково – методичні підходи до визначення тривалості силового припливу. Найбільш простими є варіанти, які можуть реалізовуватись в структурах геометричних моделей. З цією метою повернемося до рівняння (1). Якщо в нього замість q'_m підставимо його значення з (9), то

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \frac{Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_m k_n. \quad (23)$$

Перепишемо (23) відносно шуканого значення T_0 , тобто

$$T_0 = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q_m} k_m k_n - t_p. \quad (24)$$

До рівняння (23) входить два невимірюваних параметри – тривалість схилового припливу T_0 і коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання k_n . Розв'язання його можна здійснити в 2 етапи. На першому накладаються обмеження на k_n , беручи його рівним одиниці (верхнє межове значення при $F=0$). Розраховані за (24) величини будуть, очевидно, завищеними, оскільки $k_n \leq 1.0$. Враховуючи, що коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання k_n залежить від площі водозборів, доцільно й до T_0 застосувати побудування графіка $T_0 = f(\lg(F+1))$. На ньому проводиться лінія тренда у вигляді функції

$$T_0 = T_0' e^{-a \lg(F+1)}, \quad (25)$$

де T_0' - осереднена для регіону тривалість припливу за умови, що $F=0$.

Після цього за рівнянням (24) розраховуються оберненим шляхом k_n

$$k_n = (t_p + T_0') / \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q_m} k_m. \quad (26)$$

Узагальнення коефіцієнтів русло – заплавного зарегулювання k_n виконується шляхом побудови залежності $k_n = f(\lg(F+1))$, яка описується рівнянням

$$k_n = e^{-b \lg(F+1)}. \quad (27)$$

На другому етапі, використовуючи (24) і (26), встановлюються для усіх водозборів тривалості схилового припливу.

Просторове узагальнення тривалостей T_0 здійснюється з урахуванням географічного положення водозборів і факторів схилового (висотне положення, залісеність і заболоченість водозборів, наявність карсту) та руслового (наявність водойм проточного типу: озер, водосховищ, ставків) стоку.

В структурі найбільш спрощеного варіанта редуційної формули, основаної на геометричній моделі (3), за вихідними даними q_m будується у логарифмічних координатах емпірична залежність $lg q_m = f(lg(F + I))$. Тангенс кута нахилу лінії зв'язку є показником степеня n_1 . Тепер є можливість на основі (3) для кожного водозбору визначити q'_m .

$$q'_m = q_m (F + I)^{n_1}. \quad (28)$$

Застосовуючи до (9) визначені за (28) модулі схилового припливу q'_m , встановлюються індивідуальні значення T_0

$$T_0 = \frac{n + I}{n} \frac{Y_m}{q'_m}. \quad (29)$$

Обчислені за (29) тривалості припливу схилових вод T_0 у подальшому підлягають просторовому узагальненню.

Якщо ж розглядати редуційний варіант формули максимального стоку у вигляді (6), то спочатку перепишемо її таким чином

$$q_m / Y_m = \frac{k_0}{(F + I)^{n_1}}. \quad (30)$$

Після логарифмування (30) і побудування залежності $lg(q_m / Y_m) = f(lg(F + I))$ графічним шляхом визначається показник степеня n_1 . Індивідуальні значення k_0 розраховуються у структурі (6)

$$k_0 = \frac{q_m}{Y_m} (F + I)^{n_1}. \quad (31)$$

Тепер з використанням (10) для кожного водозбору встановлюються пошукові величини T_0

$$T_0 = \frac{n + I}{n} / k_0. \quad (32)$$

Після такої процедури усі значення T_0 підлягають просторовому узагальненню. З іншого боку, і це дуже важливо, при застосуванні, наприклад, формули (1) досить просто вирішується проблема обґрунтування коефіцієнтів русло – заплавного зарегулювання k_n , оскільки все обмежується простим алгебраїчним прийомом.

Просторове узагальнення k_n відбувається за схемою (27).

Більш складною виявляється обчислювальна процедура встановлення тривалості схилового припливу у структурі формул, оснований на теорії руслових ізохрон, зокрема, (11) і (18). Якщо в першу підставити замість φ і k_2 їх значення, виходячи з

(12)- (17), а в другу – замість $\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ - (19)-(22), то відносно T_0 можна записати рівняння:

$$- \text{ при } \left(\frac{t_p}{T_0} \right) < 1.0$$

$$T_0 = \left(\frac{Y_m \varepsilon_F}{n q_m} \right)^{\frac{1}{n+1}} \left[(n+1) T_0^n - \frac{m+1}{n+m+1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}} ; \quad (33)$$

- при $\left(\frac{t_p}{T_0} \right) \geq 1.0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m+n+1}{n+1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} \right) \frac{m+n+1}{(n+1)} t_p^m \right]^{\frac{1}{m}} . \quad (34)$$

Визначення T_0 в структурах (33) і (34) ускладнюється тим, що в кожній з них, крім T_0 , невідомим залишається ще й коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання ε_F . У свою чергу наявні рівняння не утворюють системи. Як і у випадку вирішення аналогічної задачі при використанні рівняння (1), потрібно кожне з рівнянь розглядати в два стани (з накладанням обмежень на параметр ε_{II}), беручи на першому етапі $\varepsilon_{II} = 1.0$, а надалі все відбувається за схемою (1). Слід також зауважити, що за таких умов на першому етапі алгебраїчним шляхом буде вирішуватись лише рівняння (34). Щодо рівняння (33), а саме з нього розпочинається процедура визначення T_0 , то воно трансцентентного типу і для свого вирішення потребує залучення обчислювальних методів. Досить ефективним, на наш погляд, може бути застосування методу простої однокрокової ітерації. Рівняння (33) має два дійсних корені, причому фізично задовольняє вирішення поставлених задач лише верхній з них. Ось чому пропонується нульове наближення T_0 завжди розпочинати з деякого числа, більшого за тривалість руслового добігання t_p . Точність, з якою відбувається ітерація, задається дослідником.

Послідовність обчислювальних процедур відбувається автоматично таким чином.

Задане явно більше, ніж t_p , початкове наближення використовується для здійснення пошуку кореня T_0 у рівнянні (33). На кожному кроці відбувається порівняння обчислень T_0 з тривалістю руслового добігання t_p . Якщо на якомусь кроці $t_p > T_0$, а задана точність не досягається, то пошук тривалості T_0 буде відбуватися у структурі рівняння (34), але вже алгебраїчним шляхом.

Після вирішення задачі встановлення T_0 на першому етапі подальшим є побудування залежності T_0 від розміру водозборів. За її допомогою визначається середня для регіону величина $T_0 = T_0'$, як відрізок на осі ординат залежності $T_0 = f \lg(F+1)$ при $F=0$.

Виходячи з (11) або (18), оберненим шляхом встановлюються відповідні коефіцієнти русло – заплавного зарегулювання ε_F . Їх узагальнення, також як і k_n , виконується графічним шляхом при використанні функції вигляду (27). Тепер, за наявністю залежності $\varepsilon_F = f(F)$, на другому етапі здійснюється остаточне розв'язання рівнянь (33) і (34) відносно T_0 . На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ запропонована обчислювальна програма «Сагуар», за допомогою якої автоматизовано процедуру пошуку T_0 в структурі рівнянь (33) або (34).

Висновки:

1. Проблема визначення тривалості схилового припливу полягає в тому, що з одного боку, вона є найбільш важливим чинником формування паводків і водопіль, а з іншого, спостереження за характеристиками схилового стоку не проводяться.

2. Авторами запропоновано декілька методичних підходів для встановлення тривалості схилового припливу в структурі формул, запропонованих на схематизації гідрографів стоку і теорії руслових ізохрон.

3. Для практичного застосування можна рекомендувати комплексний варіант, який полягає у наступному:

3.1 За вихідними даними модулів максимального стоку будується їх залежність (у логарифмічних координатах) від розміру водозборів.

3.2 Потім оберненим шляхом обчислюються для усіх постів максимальні модулі схилового стоку q'_m , як $q_m(F+1)^{n_1}$. За допомогою (9) тепер визначаються пошукові значення тривалості припливу T_0 .

3.3 За такою методологією тепер доцільно скористатись рівняннями (33) і (34), щоб однозначно вирішити задачу відносно коефіцієнтів русло – заплавного зарегулювання паводків і водопіль \mathcal{E}_F .

Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стоку весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев, КНТ, 2005. - 148 с.
2. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л. : Гидрометеиздат, 1959. – 547 с.
3. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. – Л. : Гидрометеиздат, 1956. – 467 с.
4. Гопченко Е.Д. Некоторые проблемные вопросы расчета максимального паводочного стока // Докл. АН СССР. – 1988. - т.302, №4. - С. 955-957.
5. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования стока на территории СССР. - Обнинск, 1981. - Вып. 2. - 60 с.

Научно – методическая база для определения продолжительности склонового притока во время дождевых паводков и весенних половодий

Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В.

В статье рассматриваются научно-методические подходы, связанные с обоснованием продолжительности притока воды со склонов в периоды формирования экстремально высоких дождевых паводков и весенних половодий.

Ключевые слова: дождевые паводки, половодье, максимальный сток, склоновый приток.

Scientific - methodological basis for the determining of the duration the slope influx during rain floods and spring floods.

Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.E., Traskova A.V.

The article considers scientific-methodical approaches associated with substantiation duration of influx from the slopes during the formation of extremely high rain floods and spring floods.

Keywords: rain floods, spring flood, maximum runoff, slope influx.

УДК 577.475:582.281(268.45)

Бардан С.И., к.б.н.,

Мурманский морской биологический институт, КНЦ РАН, г. Мурманск (Россия),

Сербов Н.Г., к.г.н.,

Одесский государственный экологический университет, г. Одесса (Украина)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ДОМИНИРУЮЩИХ ГРУПП В БАКТЕРИАЛЬНЫХ ЦЕНОЗАХ ЗИМНЕГО ПЛАНКТОНА НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

В Печорском море, по данным микробиологических съемок в зимние сезоны 2002-2005 гг., выполнен анализ условий формирования обилия доминирующих групп бактерий зимних сообществ планктона. Установлено закономерное изменение показателей обилия разных групп, определяемых градиентом параметров физико-химического комплекса, ориентированного по направлению переноса вод (в Карское море). Выявлены количественные формы связей формирующих показатели обилия доминирующих групп бактерий (x_i) для зимних сезонов в виде однородного комплекса экологических факторов, вида: $x_i = f(L_i, H, B_{ji})$.

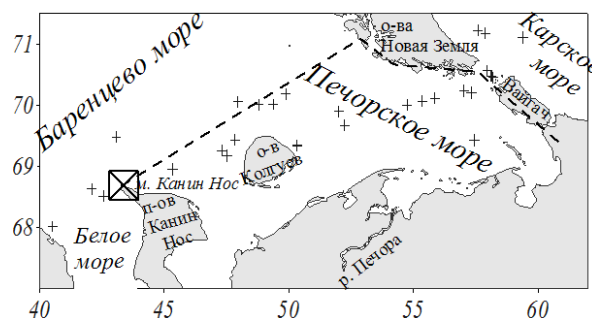
Введение. В экосистемах субарктических морей России, большую часть года доминируют три температурные формы бактерий: психрофилы, психротрофы и мезофилы [1, 2]. Это экологически специализированные формы гетеротрофных бактерий, способных выполнять свои функции в экосистеме круглый год, вне зависимости от уровня развития других групп микроорганизмов, в т.ч. и фото(литоавто)трофных [3]. Материалы, опубликованные по характеристикам обилия и активности бактериальных ценозов зимнего планктона в подледных условиях, явно не достаточны для обеспечения достоверности каких-либо обобщающих заключений [2-11]. Значительная часть исследователей и по настоящее время считает, что скорости биологических процессов в зимние сезоны замедляются по причине снижения температуры (T_w) среды по сравнению с водами умеренных или теплых широт, хотя это предположение давно опровергнуто множеством работ [1, 2, 5, 10, 11, 12]. Например, исследования температурной зависимости показывают, что температуры среды $T_w < 0$ °С (вплоть до -1,9 °С), наоборот, активируют бактериальный рост, снижая период генерации бактерий (g) до суток и менее [1, 8, 12]. Поэтому анализ условий, в которых происходит деятельность бактериопланктона в зимний сезон, а также количественные оценки вклада разных факторов в развитие микроорганизмов, сохраняют свою актуальность. В предлагаемой работе, для ряда смежных лет, проводится анализ условий формирования структуры бактериальных ценозов зимних планктонных сообществ населяющих воды Печорского моря. Экспедиционные обследования выполнены на атомных ледоколах «Арктика» и «Россия» в 2002, 2003 и 2005 годах (ММП, г. Мурманск, Россия).

Целью предлагаемой работы является выявление географических закономерностей формирования характеристик доминирующих групп гетеротрофных бактерий в планктоне Печорского моря для средней фазы зимы (февраль), методами статистического (регрессионного) анализа.

Материал и метод. Работы проводились на акватории Печорского моря и примыкающих водах Баренцева, Белого и Карского морей, удаленных от припайного льда. В комплекс наблюдений входили определения гидрофизических и биологических параметров слоя 0-100 м в ледовых полях разной сплоченности. В настоящей работе

используется массив данных по станциям, выполненным в период с 1 по 15 февраля в ряду смежных лет 2002, 2003 и 2005 гг. Всего на 31 станции, показанных на рис. 1 символами, отобрано более 60 проб, в которых определяли комплекс физико-химических и микробиологических показателей.

Рис. 1 - Положение комплексных станций в Печорском море выполненных в первой половине февраля 2002, 2003 и 2005 гг. Прерывистой линией показана географическая граница моря, выделено положение особой точки циркуляции вод – м. Канин Нос ([8, 10], см. текст).



Наблюдения охватывали до 60% площади Печорского моря и выполнены в периоды формирования устойчивого ледового покрова. Пробы воды для гидрохимического и микробиологического анализа в полыньях и разломах отбирали на ходу судна (с глубин 1-5 м) на кратковременных стоянках в ледовых полях – с глубин до 100 м пластиковыми 2-л и 6-л батометрами.

Параметры физико-химического комплекса. Обработку проб выполняли стандартными методами, в модификациях, адаптированных к условиям Арктики [4]. Солёность (S , ‰) определяли по электропроводности, температуру воды (T_w , °C) термометрами, показатели pH и Eh - потенциометрически. Аналитические определения минеральных форм биогенных элементов выполнены в фильтратах, после пропускания проб через ядерные фильтры с порами $d_{эфф} = 0.45$ мкм (производства ОИЯИ РАН, г. Дубна) в насадках “Нуклеопор” [4, 13]. Фосфаты (PO_4 , мкг P/л) и реактивную кремнекислоту (SiO_2 , мкг Si/л), измеряли с восстановлением аскорбиновой кислотой, азот нитритов (NO_2 , мкг N/л) - по Гриссу-Иллосоау, нитраты (NO_3 , мкг N/л) восстанавливали до нитритов. Растворённые органические (РОВ) формы азота ($N_{ров}$) и фосфора ($P_{ров}$) определяли в фильтратах, методом «мокрого сжигания» по Волдерамму (Wolderamma) в щёлочно-кислой среде, на водяной бане при 120°C и давлении 1.5 атм [13]. Взвешенные (ВОВ) и сорбированные на взвесах формы азота и фосфора измерены отдельно от минеральных и РОВ форм методом прямого определения, после смыва отфильтрованной водной взвеси с ядерных фильтров [4, 13]. Определение суммарного содержания биологически доступного ОВ в углеродных единицах (ΣCov), для различающихся по биохимической устойчивости форм (легкоокисляемого - C_{ex} и стойкого к биодegradации C_{av}), проводили по БПК-кривым, полученным экспериментально. Расщепление БПК-кривых проводилось моделированием двухстадийного процесса трансформации РОВ, с учетом развития самоингибирования в автокаталитических фермент-субстратных реакциях [4].

Методы определения общего бактериопланктона. Сразу после отбора, пробу на общий бактериопланктон, объёмом 0.5 (или 1 мл), фильтровали под небольшим вакуумом 0.1-0.2 атм, через ядерные ультрафильтры с порами $d_{эфф} = 0.09$ мкм (производство ОИЯИ РАН, г. Дубна), в оправке с калиброванным отверстием. Препарат фиксировали в парах этанола, его дальнейшую обработку проводили согласно прописи [14]. В качестве реакционноспособного флуоресцирующего красителя использовался 0.02% раствор флуорескамина (4-фенил-стиро[фуран-2(3H)-1-фталан]3,3-дион), избирательно реагирующий с аминами пептидоглюкана бактериальных мембран. Счет бактериальных клеток, измерение размеров и определение принадлежности к учётным группам, вели методом прямого счёта по Разумову, используя флуоресцентную микроскопию [15]. Просмотр вели на

увеличениях 1500 раз по полям разного диаметра. Размеры клеток измерялись окулярным микрометром, число учтенных клеток в группах бактерий и просмотренную площадь препаратов дифференцировали по правилу «тысячи» [13]. Выделение морфологических групп и размерных фракций клеток на бактериальных препаратах ядерных фильтров проводили по [15, 16, 17]. Критериями выделения являлись: а) форма клеток и б) соотношение длины (L) и характерного диаметра (d), на основании которых выделяли 9 основных учетных групп бактерий.

Сферические или кокковые [15, 16, 17] являются наиболее массовой группой бактериопланктона Печорского моря и включают микроорганизмы сферической (или близкой к ней) формы, при $L/d_m \leq 1.2$. В фракцию «мелких» включены два первых стандартных класса ($d_{cp} \leq 0.5$ мкм), сумму которых будем обозначать $(N, B, V, S)_{kk1}$. Отметим, что 1 и 2-й размерные классы ($d_{cp} \leq 0.5$ мкм) представлены микроорганизмами, которые в настоящее время выделяют в особую функциональную группу - *фильтрующиеся* формы или *нанобактерии* [18]. Вторую подгруппу составили крупные клетки $d_{cp} \geq 0.5$ мкм, которых обозначим $(N, B, V, S)_{kk2}$. *Эллипсоидные* клетки и *коккобациллы (овальные, бобовидные)* - учетная группа, включающая формы близкие к эллипсоиду, при $3.0 \geq L/d_{max} \geq 1.2$, которые обозначим $\Sigma(N, B, V, S)_{элл}$. *Цилиндрические* вытянутые формы (палочки) включают разнообразные микроорганизмы, известные как *бациллы*. По практическим соображениям будем выделять три подгруппы, используя в качестве критериев выделения, отношение L/d_m : $(8-10) \geq (L/d_m) \leq (6-8)$ и их линейный размер L [13, 16, 17]. В результате получаем «мелкие» $(N, B, V, S)_{Cit}$ и «крупные» $(N, B, V, S)_{pl2}$ *бациллы*, а также «ветвящиеся» (древовидные) формы $(N, B, V, S)_{wtv}$. В подгруппу «крупных» *бацилл* попадают короткие, сравнительно утолщенные формы с ригидной оболочкой, при $(L/d_m) \leq (6-8)$, которые обозначим $(N, B, V, S)_{pl2}$. Наряду с кокками, это наиболее распространенная в бактериальных ценозах зимнего планктона Печорского моря группа бактерий. *Изогнутые* мелкие *бациллы* (или *вибриллы*) и *извитые (спириллы)*, тоже выделяли в отдельные группы. Тонкие клетки *вибрилл*, *микроциклов*, а также часть *миксобактерий*, имеющих изогнутую и иногда заостренную форму, при $(8-10) \leq (L/d_m)$, обозначим как $(N, B, V, S)_{vbr}$ [15]. *Простековых* – грамтрицательные микроорганизмы с выростами, а также *бактероидов* – клетки неопределенной формы [16, 17], в том числе, без оформленных оболочек, учитывали совместно, обозначив их $\Sigma(N, B, V, S)_{prs}$.

Расчет общих и групповых показателей обилия бактерий, проводили по [19]. При определении объемов клеток V (мкм³), их приравнивали к известным геометрическим фигурам: сфера, цилиндр, эллипсоид, клин или рассматривали как комбинацию простых [19]. Применяемая схема выделения, позволяет вести количественный учет характеристик обилия функционально и экологически специализированных групп бактерий и образуемых ими сообществ [4].

Полученные результаты и анализ. Типы зимних вод и условия обитания бактерий. Работы проводили в условиях сплошного перекрытия акватории Печорского моря ледовыми полями разной сплоченности. С использованием параметров физико-химического комплекса проведено выделение основных типов вод (ВМ), взаимодействующих на акватории Печорского моря в средней фазе зимы (февраль). По треугольникам смещения, в центральной части Печорского моря и прилегающих водах, выделены разновидности зимних ВМ, которые на рис. 2а оконтурены овалами соответствующих диапазонов T_w, S -параметров.

Выделены такие разновидности зимних вод. Во-первых, воды с S более 34.4‰ и T_w от -2.2 до +0.2°C, представляющие ядро баренцевоморских вод (БарВМ) зимней модификации [8, 10]. Во-вторых, опресненные воды с $S \leq 33.5$ ‰, при T_w близкой к температуре замерзания, формирующиеся при участии стоковых течений поступающих

из Белого моря (БелСТ) и Печорской губы (ПечСТ) [8, 10]. Отдельно, выделены промежуточные, трансформированные стоковыми течениями баренцевоморские воды (БарВМтр), с диапазоном $33.5 < S < 34.4\text{‰}$ и T_w от 0°C до -2.3°C . На рис. 2б, по результатам T, S -анализа, показаны области распространения вод в слое 0-2 м на обследованной акватории. Зимой область распространения БарВМ в Печорском море оценивается в 25% площади, а для БарВМтр - до 35%. Область влияния БелСТ охватывает южную часть моря - западнее 53° в.д., а ПечСТ - расширяется на восток [6, 8, 10]. Смеси вод находящихся под влиянием БелСТ оцениваются в 25%, для области влияния ПечСТ - 15% общей площади моря (рис. 1-2). Анализ T_w, S -индексов в ряду смежных лет (за 2002-2005), позволил сделать заключение об устойчивости распределения выделенных разновидностей вод в Печорском море для зимних сезонов (рис. 2б). Это дает возможность расчета средневзвешенных ($X_{\text{ср}}$) оценок параметров физико-химического комплекса, с учетом площадей (S_i) и объемов вод, занимаемых в водной призме: $X_{\text{ср}} = \sum x_i S_i / \sum S_i$, где x_i – среднее в данной ВМ, $\sum S_i$ – обследованная площадь [20]. Результаты осреднения показателей, характеризующих условия существования бактериопланктона в средней фазе зимы, по слоям 0-2, 2-10 и более 10 м, и для выделенных разновидностей ВМ, сведены в табл. 1.

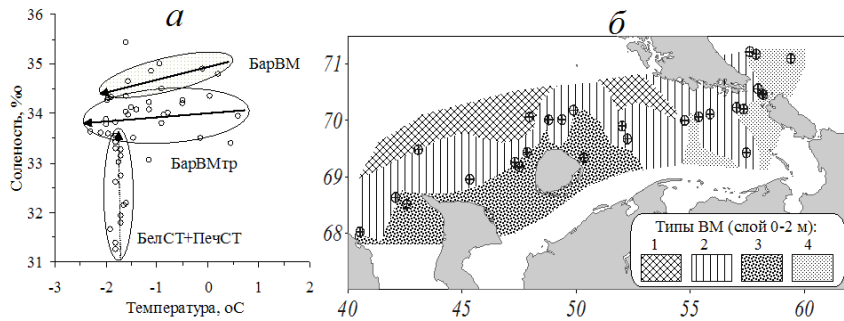


Рис. 2 - Общие результаты анализа T_w, S -индексов для акватории Печорского моря в средней фазе зимних сезонов 2002—05 гг. (см. текст):

а) выделение разновидностей ВМ по треугольникам смешения T, S -диаграмм, овалами выделены характерные области T_w, S -параметров, стрелками – направление трансформации вод; б) распределение зимних вод в слое 0—2 м, штриховкой и цифрами показаны (аббревиатуры, см. текст): 1 – БарВМ, 2 – БарВМтр, 3 – БелСТ, 4 – ПечСТ

Таблица 1 - Осредненные по слоям и зимним типам ВМ, параметры физико-химического комплекса вод Печорского моря на первую половину февраля 2002-05 гг.

Показат./тип ВМ	Ряд <i>n</i>	T_w	S	$H_{об}$	L_i	pH_{25}	$\Sigma N_{ов}$	$\Sigma P_{ов}$	$\Sigma C_{ов}$	ΣB_{fit}
		$^\circ\text{C}$	‰	м	км	б/р	мкг N/л	мкг P/л	мг C/л	мкг/л
БарВМ	9	-0.85	34.84	126	351	7.91	619.3	10.6	3.36	30.6
БарВМтр	31	-1.45	33.98	110	439	7.92	290.4	18.3	3.35	8.42
ПечСТ	7	-1.63	32.60	130	573	8.01	214.0	17.7	3.06	4.07
БелСТ	15	-1.51	32.76	60.7	164	8.02	353.8	18.2	3.08	6.16
БелВМ*	9	-1.07	27.43	81.0	-364	7.95	274.1	25.7	4.23	3.26
$X_{\text{ср}}$		-1.34	33.68	105	368	7.95	377	16.3	3.2	12.8
Ряд		62	62	62	62	62	60	60	60	53

ПРИМ.: n – средняя длина рядов; T_w – температура воды, $^\circ\text{C}$; S – соленость, ‰ ; $H_{об}$ – общая глубина на станции, м; L_i – расстояние от текущей станции до особой точки в системе циркуляции вод - м. Канин Нос (или путь трансформации), км; pH_{25} – показатель щелочно-кислотных условий, приведенный к 25°C , б/р; SiO_2 – концентрация реактивной кремнекислоты, мкг Si/л; $\Sigma N_{ов}$ – азотсодержащие формы ОВ (РОВ+ВОВ), мкг N/л; $\Sigma P_{ов}$ – фосфорсодержащие ОВ (РОВ+ВОВ), мкг P/л; $\Sigma C_{ов}$ – суммарное содержание биологически доступного ОВ в единицах Сорг ($\Sigma C_{ов} = C_{ex} + C_{av}$), мгC/л; ΣB_{fit} – суммарная биомасса фото(автолито)трофного планктона (сырая масса всех организмов содержащих активный $Chl a$), мкг/л, другие обозначения по тексту.

*данные по БелВМ, при расчете $X_{\text{ср}}$ не используются

В строках табл. 1 приведены осредненные величины, во-первых, по слоям (включая среднее арифметическое в массиве x_i), во-вторых, по результатам осреднения в выделенных разновидностях ВМ (см. рис. 2). В нижних строках приводятся средневзвешенные $X_{\text{ср}}$ - с учетом объема, занимаемого данной ВМ, а также общая длина рядов (n). Для сравнения характеристик стоковых течений, в таблице приведены данные по съемке в северо-восточной части Белого моря (БелВМ*) для этого же периода. Причем, в расчете $X_{\text{ср}}$ для Печорского моря, они не используются.

Помимо этого, анализ табл. 1 показал, что при ранжировании параметров физико-химического комплекса по их уровням, образуются закономерные последовательности из форм ВМ такого вида:

$$\{T_w-S, Eh, \text{ или } \Sigma N_{\text{ов}}, NO_3\} \rightarrow \{\text{БарВМ} > \text{БарВМ}_{\text{тр}} > (\text{БелСТ} \leftrightarrow \text{ПечСТ})\} \geq \text{БелВМ} \quad (\text{А})$$

$$\{O_2 \text{ или } C_{\text{ав}}, (N/P)_{\text{ов}}, \Sigma C_{\text{ов}}, \Sigma B_{\text{fit}}\} \rightarrow \{\text{БарВМ} > \text{БарВМ}_{\text{тр}} > (\text{ПечСТ} \leftrightarrow \text{БелСТ})\} \quad (\text{А1})$$

$$\{NO_2, pH, SiO_2, \text{ или } P_{\text{ров}}, C_{\text{ex}}\} \rightarrow \{\text{БарВМ} \leq \text{БарВМ}_{\text{тр}} \leq (\text{ПечСТ} \leftrightarrow \text{БелСТ})\} \quad (\text{В})$$

Такая структура соответствует формированию градиента разных свойств $grad X_i$ для пелагических биотопов в направлении переноса вод, т.е. реализация в форме пространственных рядов ВМ [4]. Согласно диапазону T_w, S -индексов, направлению трансформации вод или их распределению (см. рис. 1-2 и табл. 1) в первой половине февраля ряда смежных лет, в период 2002–2005 гг., в Печорском море воспроизводится квазистационарная циркуляция морских и опресненных вод (БелСТ и ПечСТ). Ее устойчивость связана с напором баренцевоморских вод – разновидностей северо-атлантических ВМ, в составе Канинского и Колгуево-Печорского течений [8, 10], (см. рис. 1-2). Подобный тип распределения параметров в рядах (АВ), указывает на существование закономерностей, образование которых возможно только при стабильности структуры ВМ на акватории Печорского моря (см. рис. 2). Эти свойства позволяют, с одной стороны, объединять данные за смежные годы в единый массив (2002-2005), с другой - разделять его на однородные части. В том числе, по типам зимних вод для характеристики обилия разных групп бактериопланктона.

Разнообразие и доминирующие группы. Сообщества бактерий населяющие воды Печорского моря в середине зимнего периода, состоят из множества морфологических типов, соответственно их специализации [3]. В значительных количествах найдены распространенные в других биотопах или условиях морфогруппы: кокковые, коккобациллы, палочкообразные формы, нитевидные, вибриллы, спириллы, простековые и др. В табл. 2, приведены численности (N) и биомассы (B) доминирующих групп бактерий, уточняющие заключения сделанные выше для условий обитания и распространяющие их на бактериальные ценозы планктона.

Согласно табл. 2 в средней фазе зимнего периода общая ΣN_b на 71% формируется за счет кокковых (вклад этой группы в ΣB_b составил 15.3%). При этом более 75% от суммы в группе *кокковых* $\Sigma N_{\text{кк}}$, формируется нанобактериями ($d_{\text{ср}} \leq 0.5$ мкм), тогда как $\%B_{\text{кк1}}$ составляет доли (редко единицы) процента от ΣB_b . В свою очередь, ΣB_b формируется за счет крупных форм бактерий, наиболее развитых в БарВМ. Группы бактерий учитываемых как *бациллярные* формы, суммарно формируют до 50% ΣB_b . Основной вклад в ΣB_b формируется «крупными» бациллами – 33%, кокобациллами - до 22%, группой простековых – до 11% и ветвящимися бациллами - до 4% от ΣB_b . По относительной численности, фракция *крупных* бацилл составила 16.4% от ΣN_b . Приведенные соотношения групп, в целом, подтверждаются материалами многолетних наблюдений, проведенных в открытой части Баренцева моря зимой [5, 12, 24]. В свою очередь, численность N разных морфологических групп и фракций меняется, от 71% (165 тыс. кл/мл) для кокковых, до 12% (27.5 тыс. кл/мл) в

группе крупных бацилл и 3% (11 тыс. кл/мл) у коккобацилл. При этом до 80% общей N в группе кокковых формируется за счет нанобактерий (среднее 135 тыс. кл/мл).

Таблица 2 - Осредненные по слоям и типу вод N и B доминирующих групп и фракций бактерий Печорского моря в средней фазе зимы (сохранена структура табл. 1)

Показатели/ типы ВМ	Ряд, n	Сфероиды (кокки), $(L : d_m) \leq 1.2$			Цилиндрические, $(L : d_m) \leq (6-8)$			Эллипсоиды, $1.2 \geq (L : d_m) \leq 5$		
		N_{kk1}	N_{kk2}	$\% \Sigma N_b$	N_{pl2}	B_{pl2}	$\% \Sigma B_b$	$N_{эл}$	$B_{эл}$	$\% \Sigma B_b$
		тыс. кл/мл		%	т.кл	мкг/л	%	т.кл	мкг/л	%
БарВМ	9	146.1	32.4	66.4	37.9	143.7	30.1	24.8	144.0	31.2
БарВМтр	31	114.5	19.5	70.2	34.2	71.5	38.7	8.1	46.7	21.4
ПечСТ	7	160.4	42.6	80.8	23.8	37.0	30.8	4.3	21.2	18.2
БелСТ	15	138.9	21.4	69.9	19.4	52.0	30.1	4.8	30.0	18.3
БелВМ*	9	123.9	20.4	67.3	41.6	99.1	43.8	9.3	24.7	16.4
Хср	62	135.4	26.7	70.7	29.9	79.5	33.2	10.9	63.0	22.6

ПРИМ.: n – средняя длина рядов; N_{kk1} – численность подгруппы «мелких» кокковых (нанобактерии, $d_{cp} \leq 0.5$ мкм), тыс. кл/мл; N_{kk2} – численность подгруппы «крупных» кокковых ($d_{cp} \geq 0.5$ мкм), тыс. кл/мл; $\%N_{kk}$ – относительная численность кокковых, % от ΣN_b ; N_{pl2} – численность «крупных» бацилл ($L/d_{max} \leq 5$), тыс. кл/мл; B_{pl2} – биомасса подгруппы «крупных» бацилл, мкг/л; $\%B_{pl2}$ – доля биомассы «крупных» бацилл, % от ΣB_b ; $N_{эл}$ – абсолютные N эллипсоидных форм (коккобациллы или бобовидные, при $L/d_m \geq 1.2$), в тыс. кл/мл; $B_{эл}$ – абсолютные биомассы коккобацилл, мкг/л; $\%B_{эл}$ – относительные B группы эллипсоидов, % от B_b , другие обозначения как и в табл. 1.

Осреднение по зимним типам вод и ранжирование N и B групп по их уровням в разных вариациях, устойчиво воспроизводит структуру рядов АВ. По табл. 2, суммарные биомассы групп с крупными клетками ($B_{эл}, B_{pl2}, B_{vtw}$), в зимних сообществах формируют ряды типа А (неконсервативных параметров), вида:

$$\{B_{эл}, B_{pl2} \text{ или } B_{vtw}\} \rightarrow \{\text{БарВМ} > \text{БарВМтр} > (\text{ПечСТ} \leftrightarrow \text{БелСТ})\} \quad (A2)$$

В группе кокковых (нанобактерии N_{kk1}) эти связи имеют более сложный характер, поэтому в явной форме не выделяются. В целом, такой ряд подтверждает действие разобранной выше связи между характеристиками биотопов и параметрами физико-химического комплекса (пространственные $grad X_i$), которая для бактериальных ценозов в зимнем планктоне реализуется на уровне N и B доминирующих групп и фракций. Фактически, такое распределение показателей обилия соответствует пространству состояний, задаваемому параметрами групповых экологических ниш в биотопах вод, ориентированных по направлению их общего переноса в Печорском море.

Следовательно, попарные взаимодействия сопряженных ВМ: $\text{БарВМ} \leftrightarrow \text{БарВМтр} \leftrightarrow \text{БелСТ} \leftrightarrow \text{ПечСТ} \leftrightarrow$ речной сток, упорядоченные по областям их распространения приводят, с одной стороны, к закономерному изменению свойств вод, с другой – к различиям в уровнях развития основных группировок населяющих их бактерий (см. табл. 2). Для групп микроорганизмов формирующих 60% суммарной биомассы бактериопланктона: крупные формы $B_{эл}, B_{pl2}$ и B_{vtw} , содержательная информация, заключенная в структуре рядов (АВ), может быть сформулирована таким образом. Показатели обилия для доминирующих по биомассе групп бактерий, распределяются согласно закономерностям изменения свойств ВМ в зимние сезоны. При этом совокупность зимних разновидностей вод образует $grad X_i$ условий пелагических биотопов по направлению переноса вод в Карское море. Для доминирующих по B групп гетеротрофного планктона, максимальное развитие наблюдается в ядре соленых (относительно теплых) вод, закономерно снижаясь по мере трансформации пресным стоком в составе ПечСТ и БелСТ, и наоборот.

Моделирование групп нанобактерий, коккобацилл и крупных бацилл. Структура связей, образуемых в зимних водах Печорского моря между доминирующими группами бактерий и параметрами физико-химического комплекса (табл. 1-2, ряды АВ), позволяет сформулировать статистические формы моделей, описывающих изменчивость групп бактериальных ценозов. Аргументы в этих моделях подбирали по принципу достаточности, отсекая внутренние связи взаимозависимых параметров [20]. Для общей численности подгруппы *нанобактерий* (N_{kk1} , $d_{cp} \leq 0.5$ мкм) или *фильтрующихся* форм кокковых, сформулирована 3-х параметрическая модель. Такой интегральный отклик водной среды в форме N_{kk1} , выраженный как численность (тыс. кл/мл), имеет вид:

$$N_{kk1} = \{46.2 + [1.88\Sigma B_{fit} + (0.237L_i - 7.33 \cdot 10^{-4}(L_i H_{об})]\}, \text{ для } n = 45, \text{ при } R_p^2 = 0.40. \quad (1)$$

Для всех $N_{kk1} \leq 650$ тыс. кл./мл

где $H_{об}$ – общая глубина на данной станции (см. табл. 1), м;

L_i – расстояние от текущей станции до м. Канин Нос - путь «трансформации» вод отсчитываемый от особой точки в системе циркуляции вод, км (см. рис. 1 и табл. 1); ΣB_{fit} – суммарная биомасса фототрофного планктона (содержащие *Chl a*), мкг/л.

Модель 1 действительна для открытой части Печорского моря в средней фазе подледного периода развития бактериальных ценозов. Коэффициент множественной регрессии r_p модели N_{kk1} , составил 0.63 и согласно $R_p^2 = 0.40$, совокупность аргументов в 3 учитывает до 40% вариаций зависимой N_{kk1} от ее общей изменчивости. Аргументы модели 1 представлены, с одной стороны, факторами среды ($H_{об}$ и L_i), с другой – показателем (ΣB_{fit}), характеризующим межбиотические взаимодействия для системы продуценты-редуценты, совместно формирующих обилие нанобактерий в подледных сообществах планктона. Модель N_{kk1} имеет ограничения для высоких численностей в этой группе, выраженных условием: $N_{kk1} \leq 650$ тыс. кл./мл. Содержательный смысл 1 формулируется так. Численность подгруппы нанобактерий ΣN_{kk1} возрастает по ходу переноса вод по акватории Печорского моря (удлинении пути «трансформации» вод), а также при развитии фототрофного планктона - ΣB_{fit} . При этом численность N_{kk1} обратно пропорциональна распределению глубин, возрастающих по направлению переноса вод и учитываемого как нелинейный эффект взаимодействия параметров порядка (см. далее). По характеру влияния на N_{kk1} , межбиотические взаимодействия в системе редуценты-фототрофы, являются формой коррекции влияния параметров $H_{об}$, L_i и T_w, S -индексов.

Из табл. 2 следует, что биомасса бактериальных ценозов на 35% формируется за счет крупных фракций *бацилл* - B_{p12} . Интегральный отклик водной среды в форме биомассы *крупных бацилл* ($L/d_{max} \leq (6-8)$) B_{p12} , выраженный в единицах мкг/л, имеет вид:

$$B_{p12} = \{59.6 + [1.27\Sigma B_{fit} - 0.386 H_{об}] + 4.06 \cdot 10^{-4}(L_i H_{об})\}, \text{ для } n = 47, \text{ при } R_p^2 = 0.43. \quad (2)$$

Для всех $B_{p12} \leq 400$ мкг/л

Как структура, так и спецификация аргументов модели 2, соответствует уравнению (1). Содержательный смысл модели B_{p12} (помимо общих для 1-3 связей), формулируется таким образом. Во-первых, биомасса подгруппы крупных бацилл B_{p12} ($L/d_{max} \leq 6$) возрастает при развитии ΣB_{fit} фототрофного планктона и с удлинением пути «трансформации», в ходе переноса вод в Карское море (см. рис. 1-2). Во-вторых, B_{p12} обратно пропорциональна глубинам и прямо пропорциональна - функции распределения глубин моря, нарастающих в направлении сноса вод. Такая функция учтена как нелинейный эффект взаимодействия параметров порядка (см. далее).

Отклик среды в форме биомасс *коккобацилл* $B_{элл}$ (эллипсоидные формы клеток), выраженный в мкг/л, имеет вид:

$$B_{элл} = 17.6 + \{0.03 L_i - [0.71 \Sigma B_{fit} - 3.8 \cdot 10^{-3}(L_i \Sigma B_{fit})]\}, \text{ для } n = 43, \text{ при } R_p^2 = 0.40. \quad (3)$$

Содержательный смысл модели 3 формулируется так. Суммарная биомасса коккобацилл $B_{элл}$, во-первых, нелинейно увеличивается по ходу переноса в направлении Карского моря, и, во-вторых, обратно пропорциональна уровню развития микроводорослей - фото(автолито)трофного планктона (параметр $\Sigma B_{фт}$).

Как структура, так и спецификация аргументов моделей 2-3 полностью соответствуют описанию аргументов в 1 - модели $N_{кк1}$. Модели для $B_{р12}$ (2) и $B_{элл}$ (3) действительны в пелагической части Печорского моря для подледного периода. В модели 2 для биомассы $B_{р12}$, r_p составил 0.65 (при $n = 47$) и совокупность аргументов учитывает до 45% вариаций зависимой $B_{р12}$. По условию $B_{р12} \leq 400$ мкг/л, т.е. модель $B_{р12}$ имеет ограничения при высоких биомассах этой группы. В модели 3 для коккобацилл $B_{элл}$, коэффициент $r_p = 0.63$ и при $n = 43$, согласно $R_p^2 = 0.40$, совокупность аргументов в 3, учитывает более 40 % вариаций зависимой $B_{элл}$ [20].

Оценка эффективности моделей 1-3 описывающих формирование обилия $N_{кк1}$, $B_{р12}$ и $B_{элл}$, включала выявление нелинейных эффектов при взаимодействии аргументов и анализ влияния неучтенных экологических факторов на зависимые переменные для 90% уровня значимости. Результаты приведены в графической форме на рис. 3.

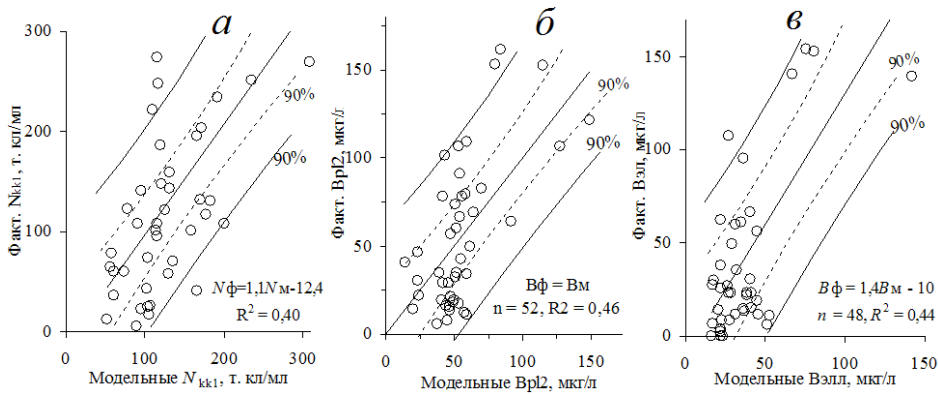


Рис. 3 - Анализ сходимости рассчитанных (по 1-3) и фактически измеренных показателей доминирующих групп бактерий для средней фазы зимы в водах Печорского моря.

Показаны диапазоны ошибок 90%-й значимости линий регрессии (пунктиры) и отдельных «измерений» (сплошные линии) [20]:

а – модель 1 численности нанобактерий ($N_{кк1}$, тыс. кл/мл); б – модель 2 биомасс крупных бацилл ($B_{р12}$, мкг/л); в — модель 3 биомасс коккобацилл, $B_{элл}$, мкг/л.

Согласно распределению экспериментальных точек вдоль линий регрессий в моделях 1-3 на рис. 3 а,б,в, можно сделать заключение об отсутствии существенных нелинейностей за счет взаимодействия входящих в них аргументов, помимо уже учтенных структурой этих уравнений. С другой стороны, степень рассеивания точек в диапазонах «ошибок измерения» (сплошные), указывает на существенность влияния неучтенных факторов, которые на данном этапе количественно не идентифицированы.

Формирование состава ОВ и его возраст в зимних водах. Стехиометрическое отношение между суммарным содержанием азота и фосфора $(N/P)_{ОВ}$ в составе ОВ (сумма $POB + BOB$), является показателем «возраста» ОВ и определяется его составом [4, 7, 9]. В этом состоит его значение для гидрохимических исследований разной направленности и экологический смысл [7, 23]. Показателем процесса «старения» ОВ является потеря высокоэнергетических фосфорсодержащих соединений (и легко окисляемых фракций углеродсодержащих POB). Увеличение отношения $(N/P)_{ОВ}$ до уровня 8-10 и более (массовое), соответствует обеднению ОВ фосфором, и наоборот. О связи развития морских бактерий и фототрофов со стехиометрическим $(N/P)_{ОВ}$, в

общем виде, известно давно [2, 7, 21]. Структура, образуемая по-разному специализированными группами зимнего планктона Печорского моря и комплекса физико-химических параметров (см. табл. 1-2 и АВ), позволяет сформулировать статистическую (регрессионную) модель, количественно описывающую механизм и условия формирования величины $(N/P)_{OB}$ (возраста ОБ) в зимние сезоны.

Интегральный отклик водной среды в форме $(N/P)_{OB}$, имеет вид:
 $(N/P)_{OB} = \{423 + [(0,42\Sigma B_{fit} + 0,02N_{kk1}) - (49,3pH_{25} + 2,5V_{крх})]\}$, для $n = 32$ и $R_p^2 = 0,46$, (4)

где: N_{kk1} – численность нанобактерий ($d_{cp} \leq 0,5$ мкм), тыс. кл./мл;

ΣB_{fit} – суммарная биомасса фототрофного планктона (содержащих *Chl a*), мкг/л.

pH_{25} – показатель pH , приведенный к 25°C;

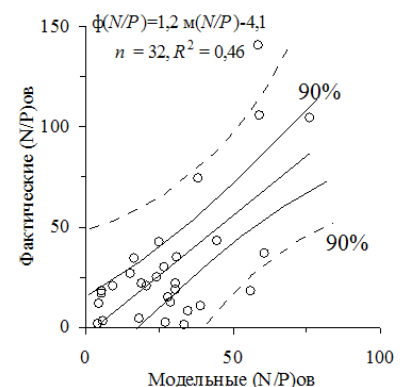
$V_{крх}$ – удельная скорость деструкции полисахаридов в водной среде ($V_{крх}$, мг/(л ч) на 1 мг фермента, по крахмалу), представляющая единицу активности экзоферментов группы амилаз, определяющих интенсивность углеводного обмена в водной среде [4].

Аргументы модели 4 представлены с одной стороны, физико-химическими факторами, с другой - характеристиками межбиотических взаимодействий, совместно формирующих состав ОБ вод Печорского моря в подледный период. Данная модель действительна в открытой части моря, коэффициент $r_p = 0,68$ и при $n = 32$, совокупность аргументов 3 учитывает более 45 % вариаций $(N/P)_{OB}$ [20].

С аргументами ΣB_{fit} и N_{kk1} связано прямое влияние на $(N/P)_{OB}$ системы продуценты-редуценты, определяемое взаимодействием функциональных групп фото(автолито)трофного планктона и хемо(органогетеро)трофных бактерий (учитываются как численность нанобактерий N_{kk1}), развивающихся в противофазе. Параметр $V_{крх}$ - по нагрузке в модели 4, учитывает влияние на $(N/P)_{OB}$ интенсивности углеводного обмена (энергетических форм полисахаридов - типа крахмала), за счет активности экзоферментов водной среды [3]. Содержательный смысл модели 4 формулируется так. Показатель состава ОБ (и его возраст) в форме $(N/P)_{OB}$, управляется комплексом биотических и абиотических факторов, с преобладанием биотических. При этом величина $(N/P)_{OB}$ понижается при удлинении «пути трансформации» на акватории Печорского моря обратно пропорционально интенсивности углеводного обмена (нарастающей по направлению переноса). Этот показатель увеличивается с ростом обилия и активности бактерий, а также с развитием ΣB_{fit} - фототрофного планктона. Это указывает на вероятное потребление фосфорсодержащих ОБ обеими группами зимнего планктона. По характеру влияния на $(N/P)_{OB}$, действие внесистемных параметров ($H_{об}$ и L_i), косвенно учитываемых pH_{25} , является формой коррекции взаимодействий в системе редуценты-фототрофы, совместно регулирующих состав ОБ.

Оценка эффективности модели 4 для $(N/P)_{OB}$, включала выявление нелинейных эффектов взаимодействий между аргументами модели и анализ влияния неучтенных экологических факторов на зависимую $(N/P)_{OB}$ для 90% уровня значимости. Результаты приведены в графической форме на рис. 4.

Рис. 4 - Анализ сходимости рассчитанных по модели 4 и фактически измеренных величин показателя «возраста» ОБ - $(N/P)_{OB}$, для средней фазы зимнего сезона в водах Печорского моря. Линиями показаны диапазоны ошибок 90%-й значимости для линий регрессии (сплошные) и для отдельных измерений (пунктиром).



Обсуждение результатов. *Обилие доминантных групп.* По данным осреднения в табл. 2, для средней фазы зимы, общая ΣN_b бактерий на 71% формируется за счет кокковых, при вкладе этой группы в ΣB_b - 15.3%. При этом более 75% численности группы кокков ΣN_{kk} , формируется нанобактериями ($d_{cp} \leq 0.5$ мкм). Основной вклад в формирование биомасс бактериальных ценозов происходит за счет развития следующих групп: крупные бациллы – 33%, кокобациллы - - 22%, группа простековых – до 11% и ветвящимися формами бацилл - до 4% от ΣB_b . В целом, группы бактерий, учитываемых как бациллярные, составляют до 50% в ΣB_b . По относительной численности, группа крупных бацилл составляет 16.4% от ΣN_b . По отношению к другим группам субдоминант, кокобациллы дают наибольший вклад в относительные показатели обилия бактерий, в ряде случаев переходя в состав доминирующих по биомассе. Для кокобацилл средняя $B_{kb} = 63.0$ мкг/л (диапазон от 0 до 410 мкг/л), $N_{kb} - 10.9$ тыс. кл/мл (0-57.8 тыс. кл/мл).

Приведенные данные близки к результатам микробиологических исследований в прибрежье Восточного Мурмана за осенне-летний и зимние сезоны 1981–1989 [7, 9, 11]. Соотношения доминирующих групп бактериальных ценозов соответствуют материалам многолетних наблюдений открытой части Баренцева моря за зимние сезоны [7-8, 10, 11].

Результаты моделирования доминант. Общей чертой структуры аргументов моделей 1-3 являются те формы связей, которые определяют зависимость показателей обилия доминирующих групп бактериопланктона (N_{kk1} , B_{pl2} и $B_{элл}$) от внесистемных абиотических факторов $H_{об}$ и L_i . Аргументы $H_{об}$ и L_i моделей 1-3, по физическому смыслу, являются пространственными координатами, с размерностью длины (см. табл. 1), и определяют однородность структуры этих уравнений. Показатель расстояния L_i - от данной точки (станции) до мыса Канин Нос, по содержанию является характерной длиной, отсчитываемой от «особой» точки в системе циркуляции вод Печорского моря. Это «путь трансформации» зимних разновидностей вод, характеризующий изменение их свойств в направлении переноса, как за счет метеофакторов, так и при перемешивании БарВМ с водами БелСТ и ПечСТ [8, 10]. Этот же аргумент, опосредованно, учитывает влияние континента на зависимые параметры N_{kk1} , B_{pl2} и $B_{элл}$ при переносе вод: опреснение, охлаждение, стратификацию или переслоение толщи вод - в целом, саму циркумграничную циркуляцию вод, как единый экологический фактор.

Параметр $H_{об}$ в моделях 1-3, также рассматривается как своеобразная форма координат, действующих в экосистеме Печорского моря и которая, хотя и имеет размерность длины, отсчитывается от поверхности воды (или дна). Причем, совместно с L_i , учитываются особенности системы циркуляции вод. С аргументом $H_{об}$ связано действие множества гидрофизических процессов, влияющих на показатели обилия и активность доминирующих групп бактерий (и микропродуцентов), в том числе, и через функцию образуемую парой координат $H_{об}$ и L_i . При взаимодействии с характерной длиной образуется сложная функция вида $b(H_{об} \cdot L_i)$, учитывающая распределение $H_{об}$ по направлению переноса вод L_i (см. рис. 1 и 2б). Поэтому, пара этих аргументов в моделях 1-3, интегрально учитывает влияние на зависимые N_{kk1} , B_{pl2} и $B_{элл}$, а) системы циркуляции и б) распределения глубин по акватории Печорского моря. В свою очередь, аргумент ΣB_{fit} моделей 1-3, характеризует биомассу фото(литоавто)трофного планктона (см. табл. 1), в зимний период представленными микроводорослями разных таксонов, учитывая взаимодействие специализированных групп планктона Печорского моря: продуцентов и редуцентов ОВ. По нашим данным, в зимний период эти группы (бактерии и микроводоросли-продуценты), развиваются в противофазе, как собственно и в любой другой сезон года [9, 13, 24]. При этом по особенностям связей для аргумента ΣB_{fit} в 1-3, его влияние на зависимые переменные N_{kk1} , B_{pl2} и $B_{элл}$, следует

рассматривать как форму коррекции действия внесистемных параметров: $H_{об}$, L_i и T_w - S -индексов.

Структуры, образуемые показателями обилия доминирующих групп бактерий и связанных с их жизнедеятельностью переменными физико-химического комплекса (pH - Eh , POB , BOB или ΣCov , см. табл. 1) предполагают, что большая часть исследуемых характеристик управляется однородной совокупностью факторов, выполняющих функции параметров порядка систем [22, 24]. Под таковыми понимаются различные внесистемные факторы, показатели при которых образуют такой набор немногих регуляторов, которые подчиняют своему влиянию любые компоненты в данной системе (по Г. Хакену [22]). Совокупность этих регуляторов и определена как «параметры действия» или «параметры порядка систем» данного рода. Ее действие распространяет принцип подчинения (мод) на любые зависимые от них компоненты. Согласно структуре табл. 1-2 и результатам моделирования по 1-3, в состав внесистемных параметров порядка, управляющих свойствами и изменением компонент для любых разновидностей вод в экосистеме Печорского моря в зимний сезон входят: ΦAP , T_w , $H_{об}$, L_i и S (см. выше). Причем, все перечисленные показатели, в той или иной мере, характеризуют действие некоторого ограниченного множества внесистемных факторов, являющихся истинными параметрами порядка систем такого рода [22, 24]. В свою очередь, внутри приведенного комплекса параметров (их характеристик), существует внутрисистемная иерархия действий, направленных на подчиненные их влиянию биотические и абиотические переменные. В их число входят как параметры физико-химического комплекса (субстраты, условия аэрации, концентрации веществ и др.), так и групповые показатели обилия бактерий или ценозов фототрофного планктона.

Сравнительный анализ структуры 1-3 показывает, что при однородном составе аргументов, в каждой из моделей присутствуют специфические формы влияния одного и того же фактора на характеристики обилия в разных группах бактерий. С другой стороны, по результатам моделирования очевиден общий - холистический порядок формирования состава бактериальных ценозов [24]. Так, согласно структуре аргументов 1-3, уровень развития доминирующих групп бактерий (и фототрофов-микроредуцентов) в подледный период, прямо регулируется внесистемными параметрами [22, 24]. К ним относятся L_i , $H_{об}$ и T_w , S -индексы, а опосредовано – уровень ΦAP (фотосинтетически активная радиация), определяющий T_w или характер конвекции при льдообразовании [4]. Причем, действие этих же параметров в деятельном слое вод Печорского моря, корректирует влияние на бактериопланктон физико-химических характеристик, типа pH , $\Sigma P_{ов}$ либо биотических факторов, которые в свою очередь, определяют состав OB (см. модель 4). Вместе с этим, корректирующие связи для бактерий (или фототрофов) за счет условий их существования или субстратов (форм OB), как и сами межбиотические взаимодействия бактерий с микроводорослями-продуцентами (и наоборот), находятся под контролем все той же совокупности факторов – параметров порядка систем: ΦAP , $H_{об}$, L_i и T_w - S -индексов. Вполне очевидно, что в моделях 1-3 определяющим будет влияние внесистемных параметров - абиотических факторов, характеризующих действие параметров порядка систем данного рода [22].

Стехиометрия и модель состава OB . По результатам моделирования факторов, определяющих состав OB с использованием соотношения $(N/P)_{OB}$ по модели 4, установлено, что в зимние сезоны его состав регулируется сложным комплексом при очевидном преобладании биотических факторов. При этом сам уровень амилитической активности экзоферментов в водной среде, за счет которого, преимущественно, формируются скорости трансформации легко доступных форм OB

(его состав), регулируются с участием бактериальных ценозов планктона [2-4]. Величины показателя $(N/P)_{OB}$ снижаются: а) с удлинением «пути трансформации» L_i при переносе вод на акватории Печорского моря, б) при развитии фототрофного планктона (параметр ΣB_{fit}) и в) обратно пропорциональны интенсивности углеводного обмена, возрастающего в направлении переноса вод (см. выше). Действие внесистемных параметров порядка (T_w - S -индексов, $H_{об}$ или L_i), согласно структуре аргументов в модели 4, учитывается показателем pH_{25} , в силу его зависимости от уровня пресных вод для смесей Печорского моря. При этом его влияние на показатель $(N/P)_{OB}$ следует считать формой коррекции межбиотических взаимодействий в системе редуценты–продуценты: численность нанобактерий-биомасса фототрофного планктона, совместно регулирующих состав ОБ и его «возраст».

Ранее, для вод в южной части Баренцева моря в летний период и в начале весеннего биологического сезона показано [23], что показатель состава ОБ и его «возраст» по $(N/P)_{OB}$, определяются тем же набором факторов, что и для зимы. Так, величина показателя «возраста» ОБ, прямо пропорциональна уровню развития доминирующих групп бактерий (по N_{kk1} и N_{pl2} – т.е. нанобактерий и крупных бацилл), а также изменениям запаса углеродсодержащих $\Sigma C_{ов}$ или фосфора POB VOB . С другой стороны, для летнего сезона установлено, что переход к трансформированным материковым стоком смесям вод приводит к снижению «возраста» ОБ, что учитывалось через расстояние до береговой линии – фактически координата $\{L_i\}$. Следовательно, в период вегетации величины $(N/P)_{OB}$ находятся под регулирующим влиянием а) биотического комплекса факторов и б) действия параметра порядка систем $\{L_i\}$. Та же структура выявлена нами и для подледных условий в Печорском море зимой (см. выше).

Выводы. 1. Выявлено закономерное изменение показателей обилия доминирующих групп бактерий по градиенту физико-химических параметров по направлению общего переноса вод. Бактериальные ценозы зимнего планктона Печорского моря развиваются в условиях, которые обычно представляют как экстремальные. В первую очередь, при T_w равной (или близкой) температуре замерзания вод данной S , а также под сплошным ледовым покровом, изолирующим водную толщу от ветро-волнового перемешивания. В этих условиях поддерживается высокая устойчивость структуры в бактериальных ценозах. По сравнению с другими сезонами: а) не происходит развития каких-то новых форм микроорганизмов, а также нет б) смены доминирующих групп [7-8, 10, 11].

2. Установлены количественные формы связей, образующихся в зимние сезоны между показателями обилия доминирующих групп бактерий (x_i) и однородным комплексом экологических факторов, вида: $x_i = f(L_i, H_{об}, B_{fit})$, где L_i и $H_{об}$ – параметры порядка систем, являющихся координатами точек на акватории Печорского моря, а B_{fit} – биомасса фототрофных микроорганизмов планктона. Комбинация параметров $\{H_{об}-L_i\}$ фактически является функцией распределения глубин в Печорском море. По нашему мнению, результаты моделирования доминирующих групп бактериальных ценозов зимнего планктона подтверждают эмпирический факт концентрирования гидробионтов на границах раздела экосистем: вдоль поверхностей водных масс, фаз раздела веществ и других. Для этого должна существовать материальная база или иные к тому основания, например, в формах приуроченности ресурсов к зонам раздела либо в связи с характером распределения энергии и субстратов развития в водах контактирующих течений. В рамках этого анализа детализирован вывод о значимости систем циркуляции вод для населяющих их гидробионтов.

3. По связям стехиометрического отношения $(N/P)_{OB}$, выполнен анализ факторов участвующих в формировании состава ОБ и его «возраста» для зимнего сезона.

Выявлена структура экологических факторов участвующих в формировании состава ОВ (возраста), которая характеризуется как смешанный комплекс, сохраняющий свою устойчивость круглогодично. Механизм его влияния на состав ОВ, реализуется через развитие функционально специализированных групп планктона: доминирующих групп микрофлоры и фототрофов-микроредуцентов или продуктов их жизнедеятельности.

4. Результаты данной работы позволяют сделать обоснованное предположение, что характеристики обилия и активности бактериальных сообществ, как в целом, так и для отдельных групп, а также связанных с жизнедеятельностью веществ и переменных гидрохимического комплекса, типа: O_2 , $pH-Eh$, формы ОВ, управляются однородной совокупностью экологических факторов, выполняющих функции параметров порядка систем. В состав такого комплекса регуляторов для Печорского моря, в зимний сезон входят: ФАР, T_w , $H_{об}$, L_i и S , среди которых, в свою очередь, существует вполне определенная (внутрисистемная) иерархия действий, направленных на подчиненные их влиянию комплексы переменных [24]. Влияние параметров порядка согласует закономерности пространственного (модели 1-4) и вертикального распределения «зависимых» переменных – показателей развития бактерий, фототрофов и состава ОВ, стабилизируя развитие биотических компонент в экосистеме Печорского моря на протяжении зимнего сезона.

Список литературы

1. Лях С.П. Адаптация микроорганизмов к низким температурам. - М.: Наука, 1976. - 160 с.
2. Мишустина И.Е., Батурина М.В. Ультрамикрорганйзмы и органическое вещество океана. - М.: Наука, 1984. - 94с.
3. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. - М.: Наука, 2004. - 348 с.
4. Бардан С.И., Корнеева Г.А. Экологические факторы формирования и моделирование уровня гидролитической ферментативной активности водных масс на приустьевом взморье Оби и Енисея в зимний период // Изв. РАН., сер. биол. - 2004. - №5. - С.601-625.
5. Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество Баренцева моря. // Арктика и Антарктика - М.: Наука, 2007. Вып. 5(39). - С. 156-174.
6. Vetrov A.A., Romankevich E.A. Carbon Cycle in the Russian Arctic Seas. - Berlin: Springer, 2004. - 331 p.
7. Байтаз В.А., Байтаз О.Н., Мишустина И.Е. Морфометрия клеток, численность и биомасса основных морфологических групп бактериопланктона Баренцева моря // Океанология. - 1996. - Т.17. № 5. - С.878-882.
8. Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря / Гл. ред.: д.б.н. Г.Г. Матишов. - Апатиты: КолФАН СССР, 1985. - 218 с.
9. Мишустина И.Е., Байтаз О.Н., Москвина М.И. Бактериопланктон Баренцева моря. Исследования 1983-1993 гг. // Планктон морей Западной Арктики. - Апатиты, 1997. - С. 7-50.
10. Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы) / Под ред. Е.А. Романкевича, А.П. Лисицина, М.Е. Виноградова. - М.: Изд-во «МОРЕ», 2003. - 502с.
11. Теплинская Н.Г. Основные компоненты экосистем пелагиали Баренцева моря и их трофические связи. / Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря. Апатиты: изд-во КолФАН СССР, 1985. - С. 195-199.
12. Rysgaard S., Nielsen T.O., Hansen B. Seasonal variation in nutrients, pelagic primary production and grazing in a high-Arctic coastal marine ecosystem, Young Sound, Northeast Greenland // Ser. Mar. Ecol. Progr. - 1999. - Vol. 179. - P. 13-25.
13. Бардан С.И., Дружков В.А., Бобров Ю.А., Байтаз В.А. Комплексный экологический мониторинг в губе Дальнезеленецкая (Баренцево море): зимне-весенний период 1987-1988 г.: Препринт. - Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. - 42 с.
14. Поглазова М.Н., Мицкевич И.Н. Применение флуорескамина для определения количества микроорганизмов в морской воде эпифлуорисцентным методом // Микробиология. - 1984. - Т.54, Вып.5. - С.850-857.
15. Практикум по микробиологии / Под ред. А.И. Нетрусова. - М.: ИЦ Академия, 2005. - 608 с.
16. Справочник по ботанической микротехнике. Основы и методы / Барыкина Р.П., Веселова Т.Д., Девятов А.Г., Джалилова Х.Х., Ильина Г.М., Чубатова Н.В. - М.: МГУ, 2004. - 312 с.

17. *Определитель бактерий Берджи*. В 2х т. . (9-е издание) - М.: Мир, 1997. - 800 с.
18. Мишустина И.Е. Нанобиология океана // Изв. РАН, сер. биол. – 2004. - №5. – С. 632–636.
19. *Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем* / Под ред. В.А. Абакумова. – СПб: Гидрометеоздат, 1992. – 318с.
20. Лакин Г.Ф. Биометрия: Учебное пособие для биол. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1990. – 352 с.
21. Максимова М.П. Минеральное питание и проблема обеспеченности фитопланктона питательными солями // Обзорн. информ., сер.9. «Промысловая океанография», вып.1. – М.:ЦНИИТЭИРХ, 1977. – 39с.
22. Хакен Г. Синергетика. Иерархии неустойчивостей в самоорганизующихся системах и устройствах. – М.: Мир, 1985. – 419с.
23. Бардан С.И., Ишкурова Т.Г. Закономерности распределения органических форм биогенных элементов для средней фазы зимнего сезона в водах Печорского моря и анализ их стехиометрии//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. 27-29.
24. Bardan S.I. The dynamics of ecosystems exchange processes in plankton community: a study based on the theory of ecological modification / Ecological modification and criteria for ecological standardization. Proceedings of the International symposium. USSR, Nalchick, 1–12 June, 1990. – St.Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992. – P. 131–144.

Умови формування складу домінуючих груп в бактеріальних ценозах зимового планктону на прикладі Печорського моря

Бардан С.І., Сербов М.Г.

За результатами мікробіологічних зйомок в зимові сезони 2002-2005 років виконаний аналіз умов формування численності домінуючих груп бактерій зимових співтовариств планктону. Встановлені закономірні зміни показників чисельності різних груп, які визначаються градієнтом параметрів фізико-хімічного комплексу, орієнтованого по напрямку переносу вод в Карське море. Виявлені кількісні форми зв'язків, які формують чисельність домінуючих груп бактерій для зимових сезонів у вигляді однорідного комплексу екологічних факторів.

Ключові слова: бактеріальний ценоз, планктон, домінуючі групи бактерій, Печорське море

Conditions of formation of the dominant groups in bacterial coenoses winter plankton in the Pechora Sea example

Bardan S.I., Serbov N.G.

Based on the results of microbiological surveys in winter 2002-2005, the analysis of the conditions of formation of the dominant groups of bacteria multitude of winter plankton communities. Established regular changes of the sizes of the various groups that are defined by the gradient of physico-chemical parameters of the complex, based on the direction of transport of water in the Kara Sea. Identified quantitative forms of communication that form the dominant population groups of bacteria for the winter season as a homogeneous set of environmental factors.

Keywords: bacterial communities, plankton dominant group of bacteria, the Pechora Sea

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОТНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

На основе реанализа данных океанографических наблюдений выявлены общие тенденции долговременных изменений плотностной структуры Черного моря в XX веке. Рассматривается характер низкочастотной изменчивости вертикальной стратификации, горизонтальных градиентов плотности и интенсивности геострофической циркуляции для различных слоев моря. Обсуждаются внешние факторы, воздействующие на структуру плотности моря и их относительная роль.

Ключевые слова: *плотность воды, стратификация, циркуляция моря, климатическая изменчивость, Черное море.*

Введение. Среди различных направлений климатической науки, которой посвящен обширный объем литературы, вопросы климатических изменений в Мировом океане и отдельных морях в последнее время стали привлекать больше внимания. Черное море не является исключением, и это обусловлено, в том числе, и тем, что межгодовые и десятилетние колебания составляют значительную часть общей изменчивости термохалинной структуры. Явное преобладание сезонного цикла, которое можно выразить как отношение дисперсии сезонных колебаний к дисперсии низкочастотной изменчивости, наблюдается лишь в поверхностном слое 0–20 м, для температуры воды это отношение ~ 80 , для солености $\sim 2,5$. В более глубоких слоях сезонная изменчивость резко уменьшается и многолетние колебания становятся доминирующими.

Последние исследования и публикации. Большая часть литературы о межгодовой изменчивости и долгопериодных тенденциях Черного моря посвящена непосредственно температуре и солености, из последних публикаций можно отметить [1]. Такой важной физической характеристике как плотность, от пространственного распределения которой зависит вертикальный обмен и интенсивность циркуляции моря, уделялось гораздо меньше внимания. В одной из первых работ [2] были описаны многолетние колебания вертикального положения пикноклина, а наблюдаемый подъем верхней границы сероводородной зоны во второй половине XX века был объяснен подъемом пикноклина. В работе [3] эта тенденция была уточнена на региональном уровне: по данным на “вековых разрезах” был сделан вывод о разнонаправленных вертикальных движениях пикноклина в западном и восточном циклонических круговоротах. Далее в [4,5], наряду с медленными вертикальными движениями границ пикноклина, были выявлены изменения самих значений параметров стратификации: рост статической устойчивости в области максимальных градиентов плотности 50 – 100 м более чем на 20 % (зимой более чем в 1,5 раза), и, в то же время, уменьшение устойчивости на более глубоких горизонтах (300 м) в среднем на $\sim 10\%$. Специальные оценки для горизонтальных градиентов плотности не публиковались, но косвенным образом они учитывались в оценках многолетней изменчивости доступной потенциальной энергии (ДПЭ), кинетической энергии (КЭ) циркуляции моря или уклонов динамических поверхностей. Так, в междесятилетних колебаниях ДПЭ отмечалось ее понижение к середине 1970-х и вновь дальнейшее повышение [6]. Интенсивность циркуляции моря возрастала, согласно [7], в 1950–1990-х гг., по [8] с 1971 по 1993 гг. По результатам [9] в 1992–2002 гг. происходило уменьшение КЭ, а в [10], в отличие от всех остальных работ, делается вывод о постоянном снижении интенсивности геострофических течений у берегов Крыма и Кавказа на протяжении

всего периода 1959–1995 гг. В [3] представлена картина разнонаправленных тенденций – интенсификация циркуляции вод в области западного циклонического круговорота в 1960–70-е годы и ее ослабление в восточном циклоническом круговороте с середины 1960-х до конца 1980-х гг.

Нерешенными вопросами остаются причины многолетних колебаний положения пикноклина, параметров стратификации и интенсивности циркуляции моря, а также временной ход этих характеристик в первой половине XX века и в современный период после 2000 г.

Цель статьи – выявление общих закономерностей климатической изменчивости пространственной структуры плотности воды в Черном море для всего периода океанографических наблюдений, начиная с 1920-х гг.

Данные наблюдений и методы исследования. Основными материалами послужили данные океанографических съемок (1923–2012 гг.), для современного периода – буи-профилемеры ARGO (2002–2012 гг.) и дрейфтеры (2000–2010 гг.). Также использовались спутниковые данные о температуре поверхности моря (1985–2012 гг.) и данные береговых гидрометстанций (с 1900 г.).

На основе этих данных была проведена реконструкция термохалинной структуры моря (реанализ среднемесячных полей) с пространственным разрешением $10' \times 15'$ за период 1923–2012 гг. Методика реанализа состояла из нескольких этапов: расчета предварительного массива методом оптимальной интерполяции (ОИ) с использованием известных оценок корреляционной структуры полей (без заполнения крупных пропусков в данных); разложения массива ОИ на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ); восстановления полей обратными процедурами по временным коэффициентам ЭОФ (заполнение пропусков). Заключительная часть алгоритма реализована в виде:

$$\begin{aligned} \mathbf{x}'_t &\approx \sum_{i=1}^L \hat{\beta}_{ti} \boldsymbol{\psi}^i, \\ \boldsymbol{\beta}_{ti} &\approx \sum_{j=1}^M \hat{\alpha}_{tj} \mathbf{e}^j, \end{aligned}$$

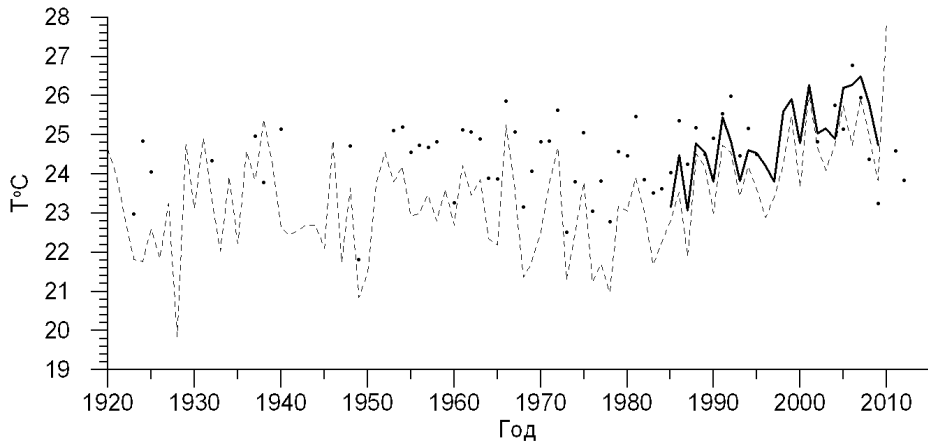
где \mathbf{x}'_t – восстанавливаемый вектор (поле) в виде аномалий от климатического среднего в момент времени t ; $\boldsymbol{\beta}_{ti}$ – вектор временных коэффициентов i -й вертикальной моды ЭОФ, $\boldsymbol{\psi}^i$ – i -я вертикальная мода ЭОФ (функция от z); α_{tj} – временной коэффициент j -й горизонтальной моды ЭОФ; \mathbf{e}^j – j -я горизонтальная мода ЭОФ временных коэффициентов i -й вертикальной моды ЭОФ (функция от x, y); M – количество горизонтальных мод; L – количество вертикальных мод, участвующих в восстановлении полей; $\hat{}$ – символ оператора статистической оценки.

Более подробно данная методика реанализа изложена в [11], далее в тексте при обсуждении результатов, если не указан источник, то подразумевается ЭОФ-реанализ.

Для сравнения различных интегральных оценок кинетической энергии циркуляции в Черном море использовались результаты реанализа на основе гидродинамических моделей: [8] для периода 1971–1993 гг. и [9] для 1992–2002 гг., а также спутниковые альтиметрические данные о высоте уровня морской поверхности для 1992–2012 гг. [<http://www.avisio.oceanobs.com>].

Анализ результатов. В первую очередь следует рассмотреть многолетнюю изменчивость основных факторов, определяющих плотность воды, – температуры и солености. Общий характер изменений температуры в Черном море за 100-летний период наблюдений представляет собой циклический процесс при общей тенденции к потеплению (рис.1,2). Выделяются два холодных периода: с середины 1920-х до конца

1950-х гг. и с начала 1980-х до конца 1990-х гг.; а также два теплых периода: 1960–1980 гг. и современный этап, начавшийся в конце 1990-х гг. Аномалии летнего периода года ограничены верхним 20-метровым слоем (рис.1) и не проникают глубже сезонного термоклина. Аномалии зимнего периода, сохраняющиеся длительное время в холодном промежуточном слое (ХПС), прослеживаются во всем слое постоянного пикноклина (рис.2). Наиболее выраженные минимумы теплозапаса, такие как в 1980–1990-х гг. и в конце 1920-х – начале 1930-х гг., формируются в условиях, когда несколько холодных зим следуют друг за другом.



Штриховая линия - осредненные значения по станциям Евпатория, Севастополь и Ялта; сплошная линия – средние по акватории моря спутниковые данные, символы – средние по акватории моря оценки по ЭОФ-реанализу.

Рис.1 – Временной ход температуры воды на поверхности Черного моря в августе по среднемесячным данным.

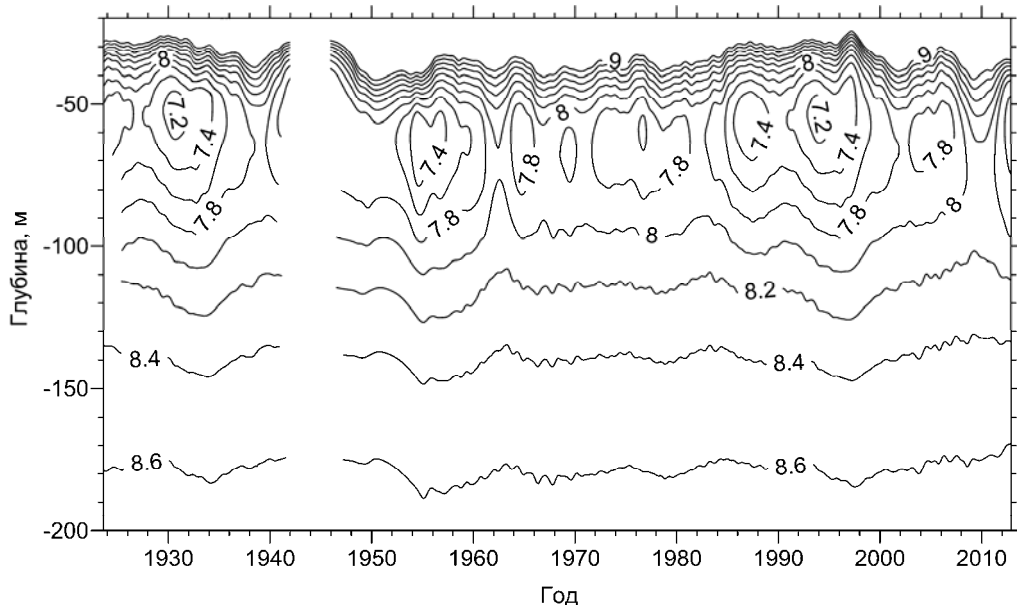


Рис.2 – Температура воды Черного моря в слое 20 – 200 м по среднемесячным данным (изотермы выше 9°C не показаны).

При описании сглаженного многолетнего хода солёности, можно считать, что верхний слой моря был относительно пресным в период 1920–1954 гг., солёным в 1954–1980 гг. и снова пресным, начиная с 1980-х гг. (рис.3). В отличие от температуры

воды, где изменчивость слоя 0–50 м является определяющей для общего теплозапаса моря, основные изменения солезапаса сосредоточены в более глубоких слоях, большей частью в постоянном галоклине (рис.3).

Отличительной особенностью Черного моря является различный характер низкочастотной изменчивости термohалинных характеристик в верхнем 50-метровом слое и в более глубоких слоях воды. Если в верхнем слое моря хорошо выражены междесятилетние колебания, то в глубинном слое наблюдаются устойчивое нагревание и осолонение.

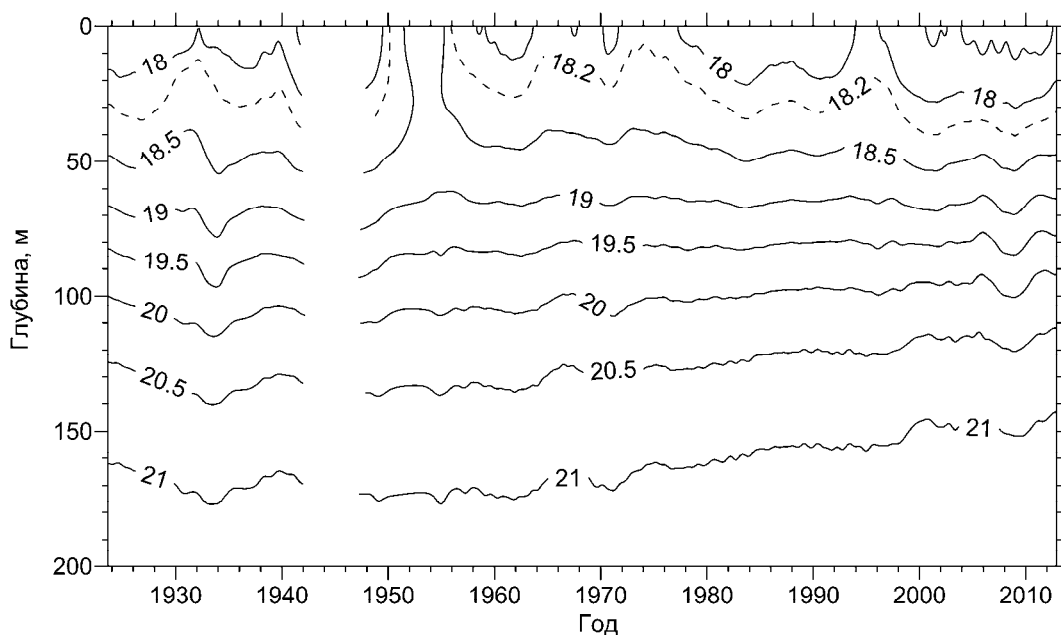


Рис.3 – Солёность воды Черного моря в слое 0 – 200 м по среднемесячным данным.

Многолетние колебания температуры и солёности в виде чередования потеплений/похолоданий, осолонений/распреснений совместно формируют изменения плотностной структуры. В частности, в современный период значительного потепления и опреснения, плотность поверхностного слоя уменьшилась в сравнении с 1970-ми гг. на 0,5 единиц условной плотности зимой и на 1 единицу летом. Для вертикальной стратификации плотности (рис.4) в слое глубже 100 м прослеживается длительная отрицательная тенденция, что связано с общим потеплением и осолонением основного пикноклина. В верхнем слое 0–50 м во время более пресных периодов (до 1950-х и после 1980-х гг.) стратификация обостряется, увеличиваясь в 1,5 раза, вертикальный обмен ослабевает.

В среднем, термическая устойчивость в поверхностном слое Черного моря превышает солёностную устойчивость в 2–3 раза, глубже ядра ХПС (в среднем 60 м) вклад термической устойчивости становится отрицательным (слабая неустойчивость). Начиная с 40 м, солёностная устойчивость преобладает, в пикноклине она превышает термическую устойчивость на два порядка. С точки зрения многолетних изменений, термическая устойчивость в слое 0–200 м не имеет четко выраженных тенденций, увеличиваясь по абсолютному значению лишь в периоды интенсивного обновления ХПС. В целом, вклад солёности в вертикальную устойчивость является определяющим, поэтому во временном ходе суммарной стратификации плотности проявляются те же многолетние тенденции, что и для стратификации солёности.

Аналогичным образом происходят изменения параметров горизонтальной плотностной структуры, в частности, перепада плотности между центральной частью моря и периферией. Эта характеристика, непосредственно связанная с циркуляцией моря, также увеличивается в относительно пресные периоды и уменьшается при осолонении поверхностного слоя (рис.5). Исключение представляет собой период конца 1960-х – начала 1970-х гг., когда горизонтальные градиенты плотности возросли во всей толще вод, несмотря на повышенную соленость поверхностного слоя (о возможных причинах ниже).

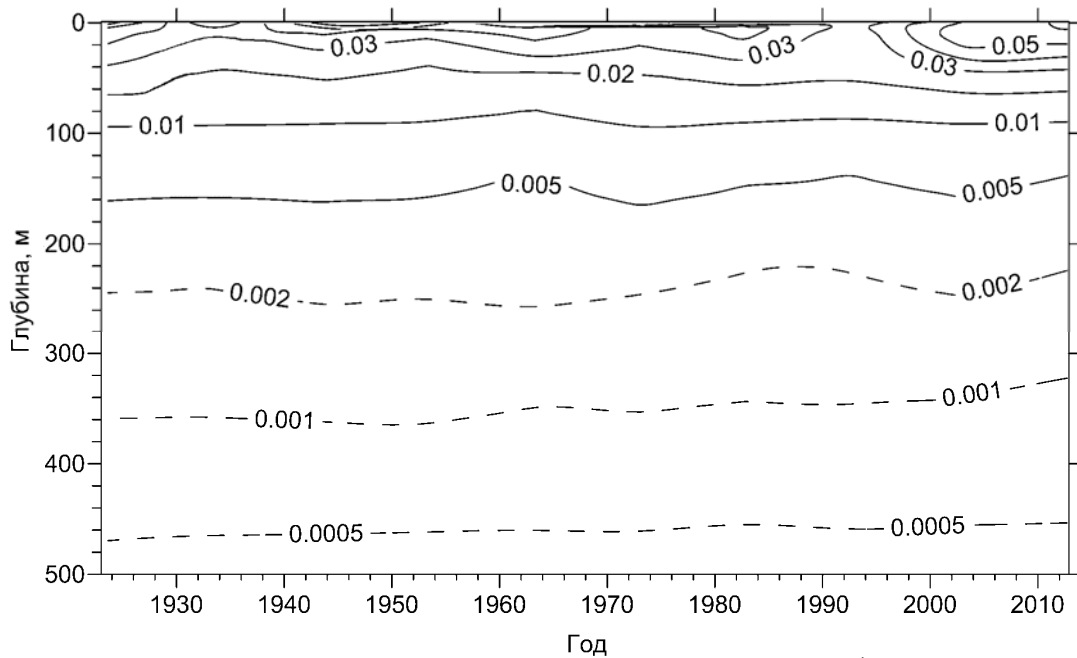


Рис.4 – Вертикальный градиент плотности воды ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-4}$) в Черном море, рассчитанный по среднемесячным данным в слое 0 – 500 м.

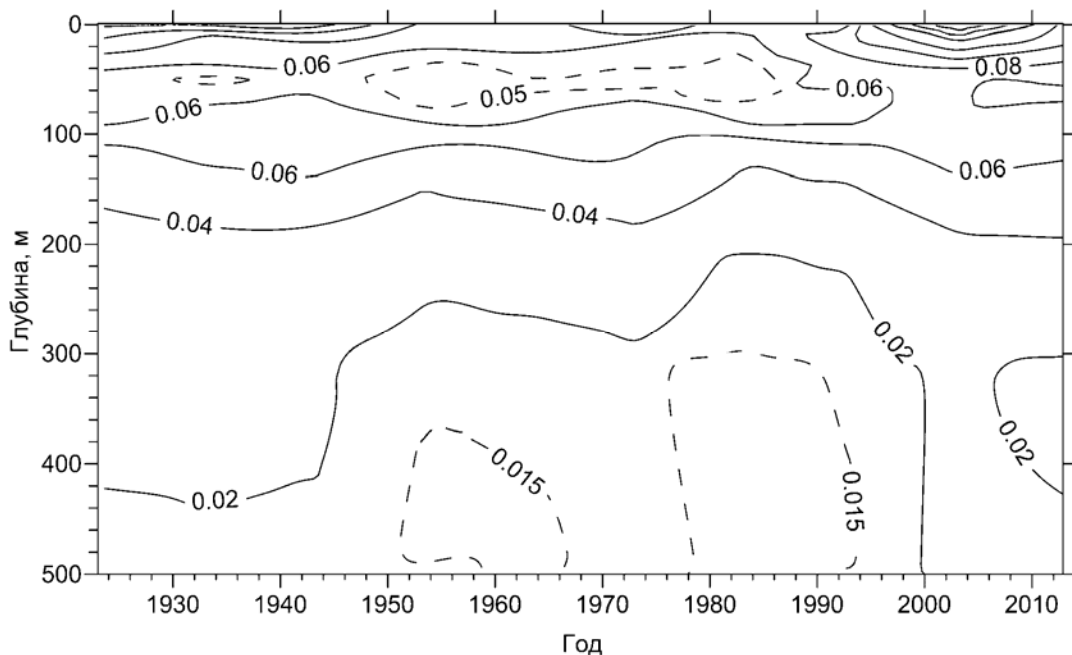
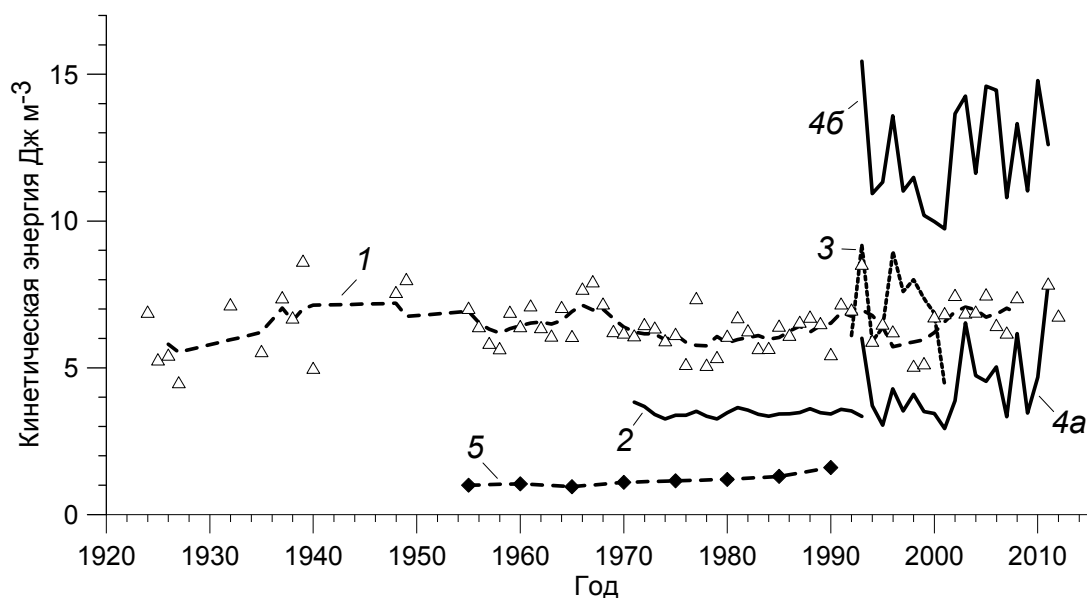


Рис.5 – Горизонтальный градиент плотности ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-3}/10 \text{ км}$) в Черном море, рассчитанный по среднемесячным данным в слое 0 – 500 м.

Такого же рода закономерности прослеживаются и во временном ходе интенсивности циркуляции моря (рис. 6,7). На рис.6 представлены оценки средней по морю кинетической энергии геострофических течений по различным источникам. Несмотря на значительные отличия в абсолютных значениях КЭ, вызванных различием методик, пространственным разрешением и степенью сглаженности исходных полей, общие тенденции в основном совпадают. Периоды уменьшения/увеличения КЭ чередуются следующим образом: уменьшение интенсивности циркуляции с середины 1960-х гг. до середины 1970-х гг., увеличение с середины 1970-х до начала 1990-х гг., уменьшение интенсивности в 1990-х гг., увеличение после 2000 г.

Из новых результатов наиболее важными являются: оценка временного хода в первой половине XX века, представляющего собой рост интенсивности циркуляции от 1920-х к 1940-м гг. и дальнейшее ее снижение вплоть до начала 1960-х гг., а также отсутствие разнонаправленных тенденций в поверхностном и глубинном слоях моря, которые были отмечены в [7].



1— по ЭОФ-реанализу; 2— по [8]; 3 — по [9]; 4а — рассчитанные по [<http://www.aviso.oceanobs.com>] без коррекции; 4б — с коррекцией по методу [12]; 5 — по [7];

Рис.6 — Среднегодовые значения кинетической энергии ($\text{Дж}\cdot\text{м}^{-3}$) геострофических течений на поверхности Черного моря.

Из внешних факторов, воздействующих на структуру плотности в Черном море, наиболее существенное влияние оказывает водный и солевой баланс. В фазы увеличения баланса пресных вод (или уменьшения испарения) происходит распреснение верхнего слоя, в нем усиливается вертикальная стратификация и ослабевает вертикальный обмен. Горизонтальное распределение составляющих водного баланса неравномерно: влияние речного стока и атмосферных осадков максимально в прибрежной зоне, максимумы испарения приурочены к областям максимальной скорости ветра на северо-западе и северо-востоке моря. Поэтому общее распреснение сопровождается усилением горизонтальной стратификации и интенсификацией циркуляции моря.

Медленное, но устойчивое увеличение общего солезапаса в слое 100–2000 м на протяжении последних 100 лет свидетельствует о продолжающемся увеличении объема мраморноморских вод, при этом общий баланс соли не соблюдается. Процесс

постоянного осолонения сопровождается «подъемом» галоклина, ослаблением стратификации в пикноклине и в более глубоких слоях, промежуточная и глубинная водные массы становятся более однородными.

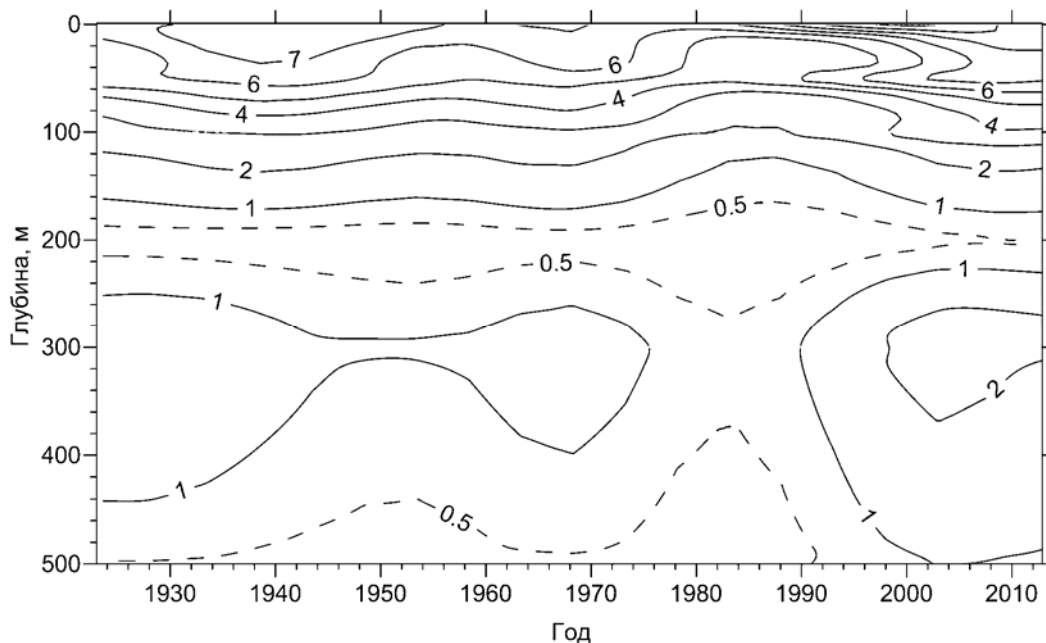


Рис.7 – Кинетическая энергия ($\text{Дж}\cdot\text{м}^{-3}$) геострофических течений в Черном море, рассчитанная по среднемесячным данным в слое 0 – 500 м.

Другой важный фактор для горизонтальной структуры плотности – ротор касательного напряжения приводного ветра. Усиление циклонической завихренности ветра обостряет куполообразную форму изопикнических поверхностей, которая сама по себе является результатом дивергенции полных потоков дрейфовых течений (“Ekman pumping”) и, соответственно, подъема высокосоленных вод в центральной части моря. Упомянутый выше локальный максимум горизонтального перепада плотности и интенсивности циркуляции в конце 1960-х – начале 1970-х гг. связан с максимумом циклонической завихренности ветра, который хорошо выделяется по атмосферным реанализам ERA и NCEP. Увеличение ротора касательного напряжения ветра, как и распреснение поверхностного слоя, обеспечивает рост значений горизонтальных градиентов плотности по всей вертикали. Следует отметить, что временной ход КЭ может, как следовать за ходом ротора ветра (в 1960-х – середине 1970-х гг.), так и быть противоположным ему (с середины 1970-х по 1990-е гг.). В последнем случае вклад водного баланса более значителен. После 1990-х гг. эти два фактора действуют в одном направлении – повышение завихренности поля ветра происходит в условиях продолжающегося распреснения поверхностного слоя.

Еще один внешний фактор, влияющий на структуру плотности, это интенсивность зимнего конвективного перемешивания. Наиболее явным образом она проявляется в вертикальной стратификации верхнего 100-метрового слоя: в холодные периоды, такие как в 1980–90-х гг. и в конце 1920-х – начале 1930-х гг., вертикальная устойчивость в слое уменьшается за счет «выравнивания» вертикального профиля солёности (в сезонном пикноклине 0–20 м возрастает за счет термической устойчивости). О влиянии зимней конвекции на горизонтальные градиенты плотности столь определенно утверждать нельзя, они слабо коррелированы. Если оценивать только вклад понижения температуры (при фиксированном распределении солёности),

то даже при значительном охлаждении ХПС перепад плотности и интенсивность геострофической циркуляции изменяются незначительно (уменьшаются). Учесть изменение поля солености, связанного с конвекцией, достаточно трудно, как при моделировании, так и при анализе натуральных данных, в последнем случае из-за сложности с определением вклада других факторов, в частности, водного баланса.

Следует отметить, что обеспеченность океанографическими данными крайне неравномерна во времени: в 1920-е гг., в конце 1940-х – начале 1950-х гг. и после 1998 г. количество гидрологических станций, выполненных в Черном море, значительно уменьшается. Особенность современного периода состоит в том, что основная информация из открытой части моря – это данные профилирующих буев ARGO, у которых датчики электропроводности воды часто нестабильны во времени и требуют корректировки (достаточно субъективной). Поэтому наиболее достоверные оценки рассматриваемых характеристик относятся к периоду от середины 1950-х гг. до середины 1990-х гг.

Выводы. Вертикальная стратификация плотности в верхнем слое Черного моря (0 – 100 м) усиливается в периоды пониженной солености поверхностного слоя: до середины 1950-х гг. и после 1980 г., что связано с положительными фазами баланса пресных вод. Интенсивное конвективное перемешивание в периоды с несколькими холодными зимами подряд: с середины 1980-х до середины 1990-х гг. и с конца 1920-х до начала 1930-х гг., уменьшает вертикальную стратификацию. В слое глубже 100 м прослеживается длительная тенденция к ослаблению вертикальной устойчивости вод, что связано с формированием более однородной водной массы при общем потеплении и осолонении основного пикноклина.

Горизонтальные градиенты плотности и интенсивность геострофической циркуляции увеличиваются в относительно пресные периоды и уменьшаются при осолонении поверхностного слоя. Вторым по значимости внешним фактором является ротор касательного напряжения приводного ветра, который может преобладать над ролью водного баланса, как было при усилении циркуляции в конце 1960-х – начале 1970-х гг. Разнонаправленные тенденции в поверхностном и глубинном слоях моря, в отличие от вертикальной стратификации, не выявлены.

Одной из перспектив дальнейших исследований в данном направлении является выявление изменений термохалинной структуры моря в современный период. В условиях снижения индекса Северо-Атлантического колебания, начавшегося с середины 1990-х гг., следует ожидать крупномасштабных изменений ветровых условий и водного баланса и, соответственно, новой фазы гидрологического режима моря.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность чл.-корр. НАН Украины А.Б.Полонскому и Г.К.Коротаеву за консультации и плодотворные научные дискуссии.

Список литературы

1. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Долговременная изменчивость температуры и солености в Черном море и ее причины // Доп. НАНУ – 2013. – № 1.–С.105-110.
2. Суворов А.М., Халиулин А.Х., Годин Е.А. О долгопериодных изменениях положения верхней границы сероводородной зоны Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 2. – С.62-70.
3. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря // Изв. РАН. ФАО. – 2006. – Т. 42, № 3. – С.419-430.
4. Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995 гг. // Экологическая

безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005, Вып. 12. – С.12-21.

5. Шокурова И.Г. Долгопериодная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море // Автореф. дис. канд. географ. наук: 11.00.08. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – 23 с.

6. Суворов А.М., Шокурова И.Г. Годовая и десятилетняя изменчивость доступной потенциальной энергии в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С.29-41.

7. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Десятилетняя изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 4. – С.75-92.

8. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47, № 3. – С.433-446.

9. Дорофеев В.Л. Моделирование декадной изменчивости экосистемы Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6. – С.71-81.

10. Ильин Ю.П. Сезонные и межгодовые изменения динамических высот и их уклонов на стандартных разрезах через Основное Черноморское течение особенности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008, Вып.14. – С.244-257.

11. В.Н. Белокопытов. О методе восстановления термохалинной структуры Черного моря на основе эмпирических ортогональных функций // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012, Вып.17. – С.94-99.

12. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data // Ocean Sci. – 2011. – 7. – P.745-753.

Кліматична мінливість структури густини в Чорному морі.

Белокопитов В.М.

На основі реаналізу даних океанографічних спостережень виявлені загальні тенденції довготривалих змін структури густини Чорного моря в ХХ столітті. Розглядається характер низькочастотної мінливості вертикальної стратифікації, горизонтальних градієнтів густини і інтенсивності геострофічної циркуляції для різних шарів моря. Обговорюються зовнішні чинники, що впливають на структуру густини моря і їх відносна роль.

Ключові слова: густина води, стратифікація, циркуляція моря, кліматична мінливість, Чорне море.

Climatic variability of the Black Sea density structure.

Belokopytov V.N.

The general tendencies of long-term changes of the Black Sea density structure in the 20-th century are revealed on the basis of oceanographic data re-analysis. Low-frequency variability of vertical stratification, horizontal density gradients and geostrophic circulation intensity is considered. External forcings exerted on the density structure and its significance are discussed.

Keywords: water density, stratification, sea circulation, climatic variability, Black Sea.

Ю.И.Попов¹, к.г.н., **А.Б.Полонский²**, член-кор. НАН Украины

¹ – Украинский научный центр экологии моря, г.Одесса,

² – Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

О НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЧЕРНОГО МОРЯ

На основании спутниковой информации за период с 2005 по 2011 гг. проанализированы характеристики вихрей, возникающих над материковым склоном в северо-западной и западной частях Черного моря. Вычислено количество генерирующихся вихрей, время их существования и интенсивного развития. Определено положение фронтов и направление переносов вод в наиболее характерных вихрях. Выявлена тесная связь вихревой активности в рассматриваемом регионе с термическим состоянием в предшествующий зимний период и изменчивостью расходов Дуная.
Ключевые слова: Черное море, материковый склон, антициклонические вихри

Введение. Морские гидрофизические исследования трех-четыре последних десятилетий привели к осознанию важности вихревой структуры полей течений в динамике вод Черного моря [1,2,3,4,5]. Использование данных спутниковых наблюдений позволили выделить и исследовать особенности мезомасштабных динамических структур Черного моря [6,7,8,9,10,11,12]. Наиболее выраженными особенностями западной половины Черного моря являются антициклонические, так называемые «Севастопольские» вихри (СВ), развивающиеся на северо-западном участке материкового склона. Эти вихри являются не просто активными элементами общей циркуляции вод, но благодаря своему расположению, представляют собой один из важнейших механизмов трансформации и утилизации загрязненных и эвтрофированных вод северо-западного шельфа в толще вод открытой части моря [13]. Вместе с тем связь этих вихрей с более крупномасштабной изменчивостью системы атмосфера-море в Черноморском регионе исследована недостаточно. Одни авторы считают, что характеристики антициклонических вихрей, генерирующихся вследствие гидродинамической неустойчивости Основного Черноморского течения (ОЧТ), тесно связаны с завихренностью поля ветра над Черным морем. Другие настаивают на преимущественно бароклинной природе этих вихрей и анализируют термохалинные источники (потоки тепла и солей на поверхности и боковых границах моря) их генерации (см., например, [4]). В настоящей работе описаны некоторые характеристики СВ на основе спутниковых данных за 2005 – 2011 гг. и результатов гидрологических съемок, выполненных в 90-е годы прошлого столетия. Будет показано, что эти характеристики существенным образом зависят от расходов р.Дунай и степени термодинамического взаимодействия моря с атмосферой в предшествующий холодный период года.

Материалы и методика выделения вихрей. В данной работе используется сочетание информации дистанционного спутникового наблюдения над температурой поверхности моря (ТПО), полученных с помощью инфракрасного радиометра AVHRR спутников серии NOAA, цвета океана, полученных сканерами спутников SeaWiFS и MODIS, длинноволновой радиации (WLR) со спутника MODIS, визуальных данных системы AERONET, контактных судовых гидрофизических наблюдений, а также данных о расходах реки Дунай и ветровом режиме в придунайском районе.

Наиболее информативными и полными материалами для анализа общей структурно-динамической картины морской поверхности, выделения отдельных вихревых структур и связующих струй являются спутниковые карты температуры поверхности

воды. Хорошими трассерами переноса вод шельфа в отдельные периоды года являются карты распределения концентраций хлорофилла -а и параметры длинноволновой радиации. Все эти данные были получены в Отделе дистанционных методов исследования Морского гидрофизического института (<http://dvs.net.ua>).

На основании всей имеющейся в распоряжении спутниковой информации за период с 2005 по 2011 гг. был проанализирован ряд характеристик вихрей северо-западного («Севастопольских») и западного склонов моря, важных с точки зрения их влияния на водообмен шельфовой зоны с открытой частью Черного моря. К ним относятся: количество вихревых образований, образованных за год; время существования и масштабы развития каждого из них [14]. Границы определялись по оконтуривающей вихри зоне дивергенции (темно-синий цвет воды на термических снимках) или же по резкому сдвигу скоростей течений на анимационных представлениях в различные рассматриваемые периоды. Мы попытались привязать положение фронтов, связанных с вихрями, с направлением переноса вод в периферийных зонах характерных вихрей. Далее определялась связь вихревой активности с термическим состоянием предшествующих зим; внутри и межгодовыми расходами Дуная.

Существенным недостатком спутниковой информации при проведении подобного анализа является периодически возникающее полное или частичное покрытие исследуемой акватории облачностью. В результате этого некоторая часть спутниковых снимков не позволяла с достаточной точностью выделить границы вихрей. Впрочем, таких ситуаций было немного, особенно в основной - теплый период года, и они не оказали принципиального влияния на количественные результаты анализа.

В качестве судовых данных использовались материалы экспедиционных наблюдений, выполненных в 90-х годах прошлого столетия на судах Украинского научного центра экологии моря (УкрНЦЭМ).

Ветровой режим региона исследовался на основании данных ре-анализа NCEP. Среднемесячные расходы р. Дунай были любезно предоставлены директором Измаильской обсерватории В.Н. Морозовым.

Перед началом анализа результатов обсудим номенклатуру вихрей. «Севастопольские» вихри в большинстве случаев формируются у юго-западной оконечности Крымского полуострова, стационарируют, а далее распространяются на юго-запад, вдоль генерального направления Основного Черноморского течения (ОЧТ). Некоторые исследователи называют вихри, расположенные на траверзе или южнее мыса Калиакра, вихрями «Калиакры». Это справедливо для вихрей, сформированных во фронтальных зонах этого региона, но, по нашему мнению, не совсем правильно для собственно «Севастопольских» вихрей, названных по месту своей генерации и перемещенных в район мыса Калиакра или южнее. «Севастопольские» вихри могут диссипировать или сливаться с другими вихрями, распространяться вдоль юго-западного и западного участков материкового склонов вплоть до меридиана пролива Босфор. В нашем исследовании мы их нумеровали без буквенных дополнений и в количественных оценках учтены только такие вихри. На представленных диаграммах для полноты картины даны и характеристики вихрей, сформированных у западного участка континентального склона Черного моря. Они имеют цифровое обозначение предшествующего в пространстве СВ с дополнительным буквенным индексом – «а» (рис.1). Ежегодные диаграммы времени «жизни» и интенсивного развития вихрей северо-западного и западного участков континентального склона Черного моря построены для шестилетнего периода с 2005 по 2010 годы. На врезках указана дополнительная информация, с которой мы связываем характер вихреобразования на склоне: слева вверху – внутригодовая изменчивость ежемесячных расходов р. Дунай (толстые линии) на фоне ежемесячных климатических расходов, усредненных за период с 1947 по 2010 гг. (тонкие линии); внизу по центру –

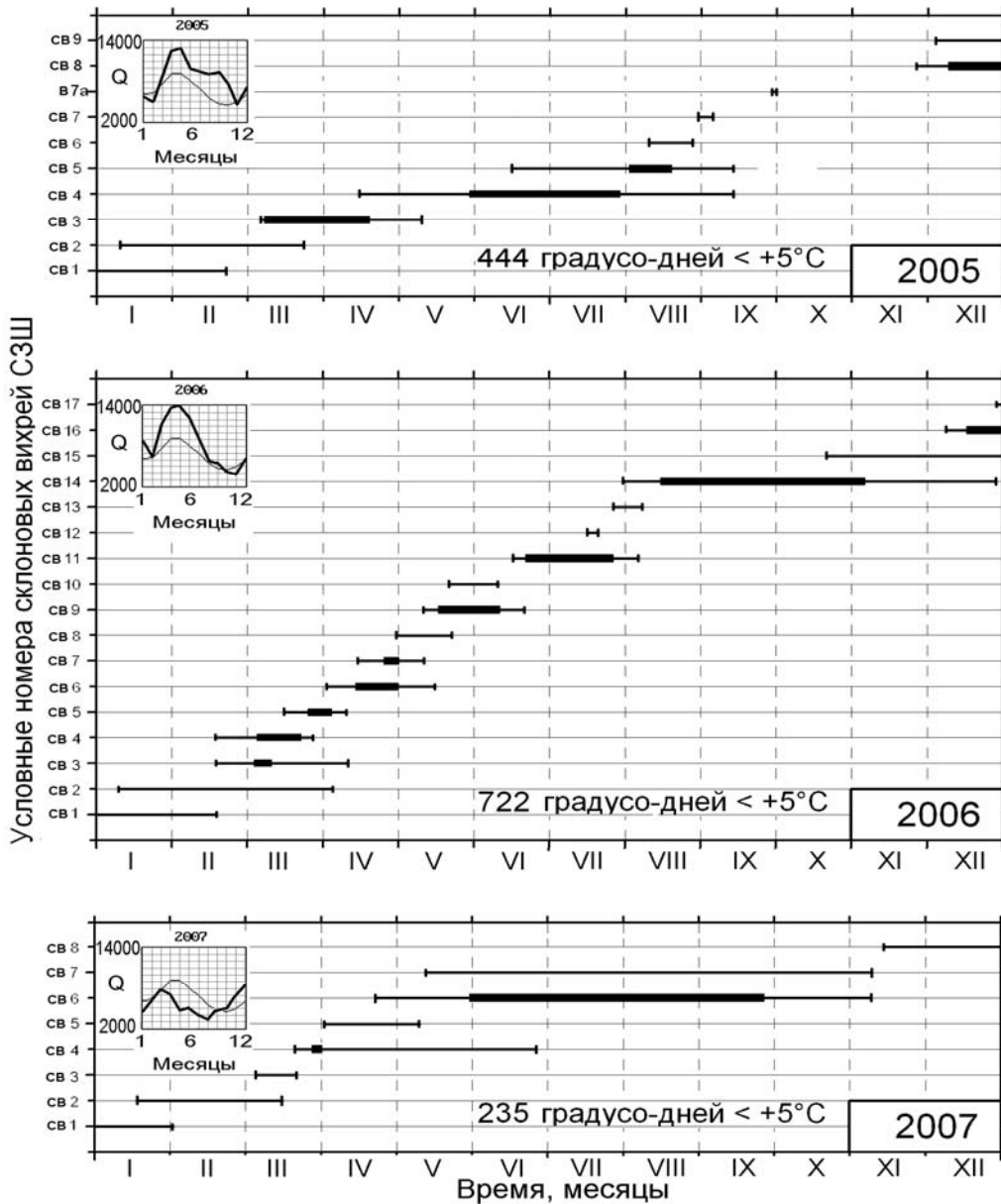
суммы среднесуточных температур приземного воздуха холодного полугодия с температурами $< +5^{\circ}\text{C}$.

Результаты и их анализ. В среднем у свала глубин северо-западного шельфа (СЗШ) формируется за год 10-11 СВ. Восемь вихрей было образовано в 2007 году и экстремальное количество – семнадцать в 2006 году. Утолщениями горизонтальных линий «жизни» вихрей на рис.1 выделены периоды их развития с визуальными размерами на поверхности 60 миль и более. Как правило, это происходит при задержках их поступательного движения на запад и юго-запад в области подводного амфитеатра с относительно пологим континентальным склоном. По обобщенным данным диаграммы суммарное время жизни всех СВ за годовой период составляло от 521 суток в 2005 до 954 суток в 2010 году. Суммарное за год время развития всех вихрей изменялось от 84 и 86 суток в 2007 и 2009 гг., соответственно, до 218 в 2006 году. Соответственно среднегодовой относительный период интенсивного развития СВ был минимальный в 2007 и 2009 гг. (13.8 и 13.7 %, соответственно) и максимальный в 2006 году (30.6%) (таблица).

Как мы уже отметили выше, к основным причинам интенсификации вдольсклоновой вихревой деятельности в западной половине Черного моря могут быть отнесены, во-первых, усиленное термодинамическое взаимодействие моря с атмосферой в предшествующий период холодного полугодия, во-вторых – большой объем вод речной разгрузки. Существенным фактором может быть и ветровой режим. При большой повторяемости умеренных и сильных ветров восточных направлений, воды речной разгрузки уже в приустьевых районах могут прижиматься к берегу, уходить на юг и не вовлекаться в рассматриваемые вихревые структуры центральных, а тем более восточных районов шельфа.

В зависимости от термических зимних условий и взаимодействия с атмосферой происходит накопление больших или малых запасов доступной потенциальной энергии (ДПЭ) ядрами крупномасштабных циклонических круговоротов открытого моря. Другим фактором поддержания вдольсклоновой циркуляции выступает речной сток. Чем больше речных вод повышенной плавучести поступает в море и распространяется к свалу глубин, тем интенсивней термохалинная составляющая крупномасштабной циркуляции и тем больше этих вод может вовлекаться в ядра синоптических антициклонических вихрей, развивая и усиливая последние.

На рис.2 представлены графики суммарных характеристик суровости зимних условий в атмосфере, средних расходов основного источника речной разгрузки СЗШ – реки Дунай за весенне-летние паводочные периоды (апрель-июнь) и среднегодовые характеристики вихревой деятельности в прилегающей к северо-западному и западному шельфу области континентального склона. Такие характеристики, как количество вихрей и суммарные периоды их активной деятельности уже описаны выше. Относительный период среднегодового интенсивного развития всех вихрей рассчитывался как процентное отношение суммарных за год суток интенсивного развития к полному периоду их жизнедеятельности. Короткий ряд наблюдений не позволяет получить корреляционную оценку связи между представленными характеристиками, но уже простой визуальный анализ графика показывает хорошее согласование как климатических факторов между собой, так и последних с параметрами вихревой деятельности. Совпадают все межгодовые тенденции представленных характеристик, но, все же, лучшее согласование вихревой деятельности отмечается с интегральной характеристикой зимнего термического режима атмосферы.



На врезках указано: слева сверху – ежемесячные расходы (толстые линии) на фоне ежемесячных климатических расходов р. Дунай (m^3/c , тонкие линии); внизу по центру – суммы среднесуточных температур воздуха холодного полугодия со значениями < +5°C; справа внизу – годы.

Рис. 1 - Ежегодные диаграммы времени «жизни» и интенсивности вихрей северо-западного склона («Севастопольских») Черного моря.

В среднем за шестилетний период около 75% вихрей было сформировано в непосредственной близости к юго-западной части Крымского полуострова и всего лишь 4-5 вихрей в Каламитском заливе. Места зарождения 12 вихрей из-за погодных условий и существенного облачного покрова неизвестны.

В каждом из рассмотренных лет существовало, по крайней мере, по одному вихрю с периодом «жизни» 5 и более месяцев. Экстремальным было время «жизни» вихря СВ4 в 2008 году (> 7 месяцев) с многочисленными периодами его усиления и ослабления. Время зарождения таких вихрей, как правило, относится к марту-апрелю, т.е. в пе-

риод, когда ОЧТ наиболее интенсивно. Только после суровой зимы 2006 года вихрь-«долгожитель» сформировался в последних числах июля, т.е. очень поздно.

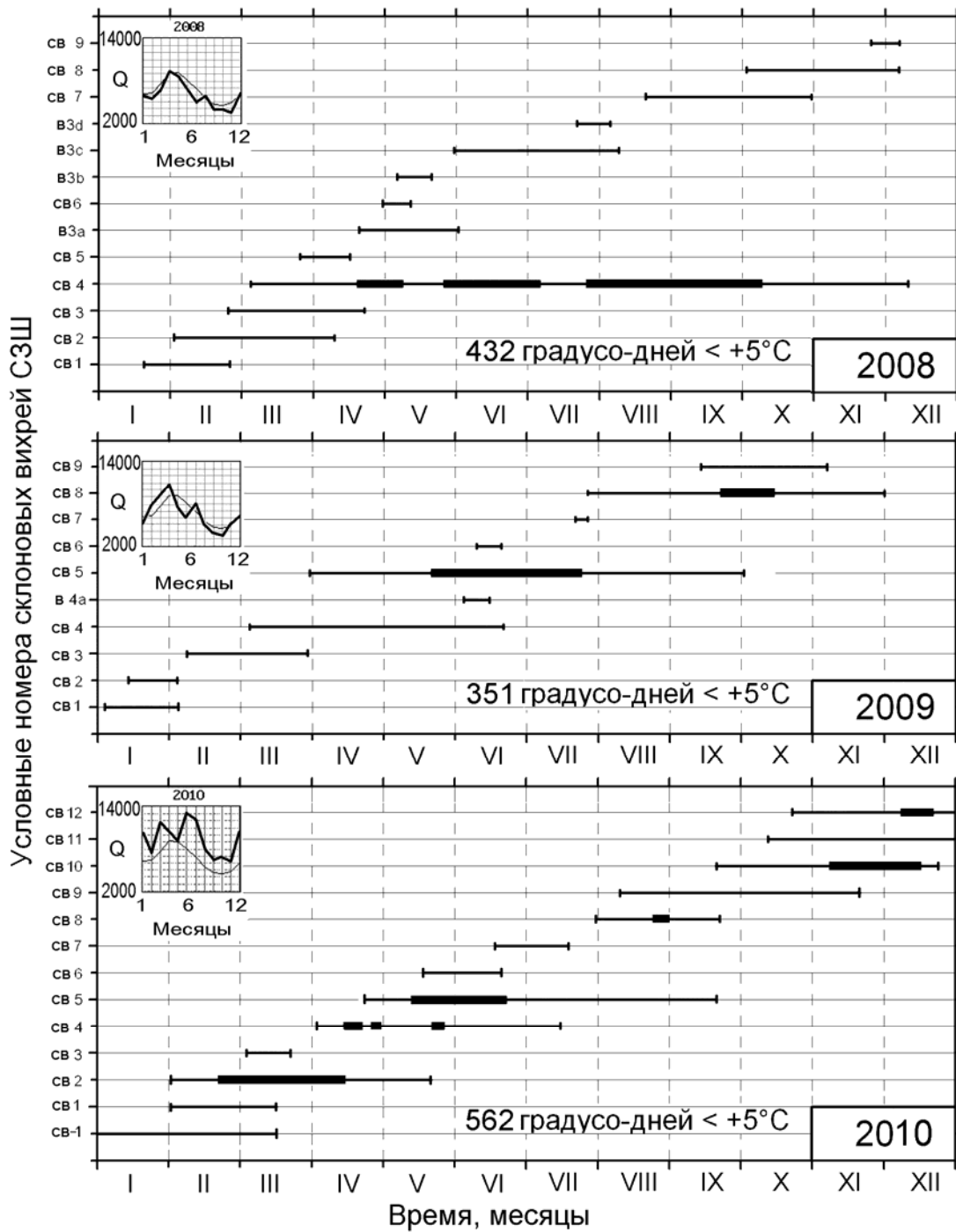


Рис.1 - Продолжение 1

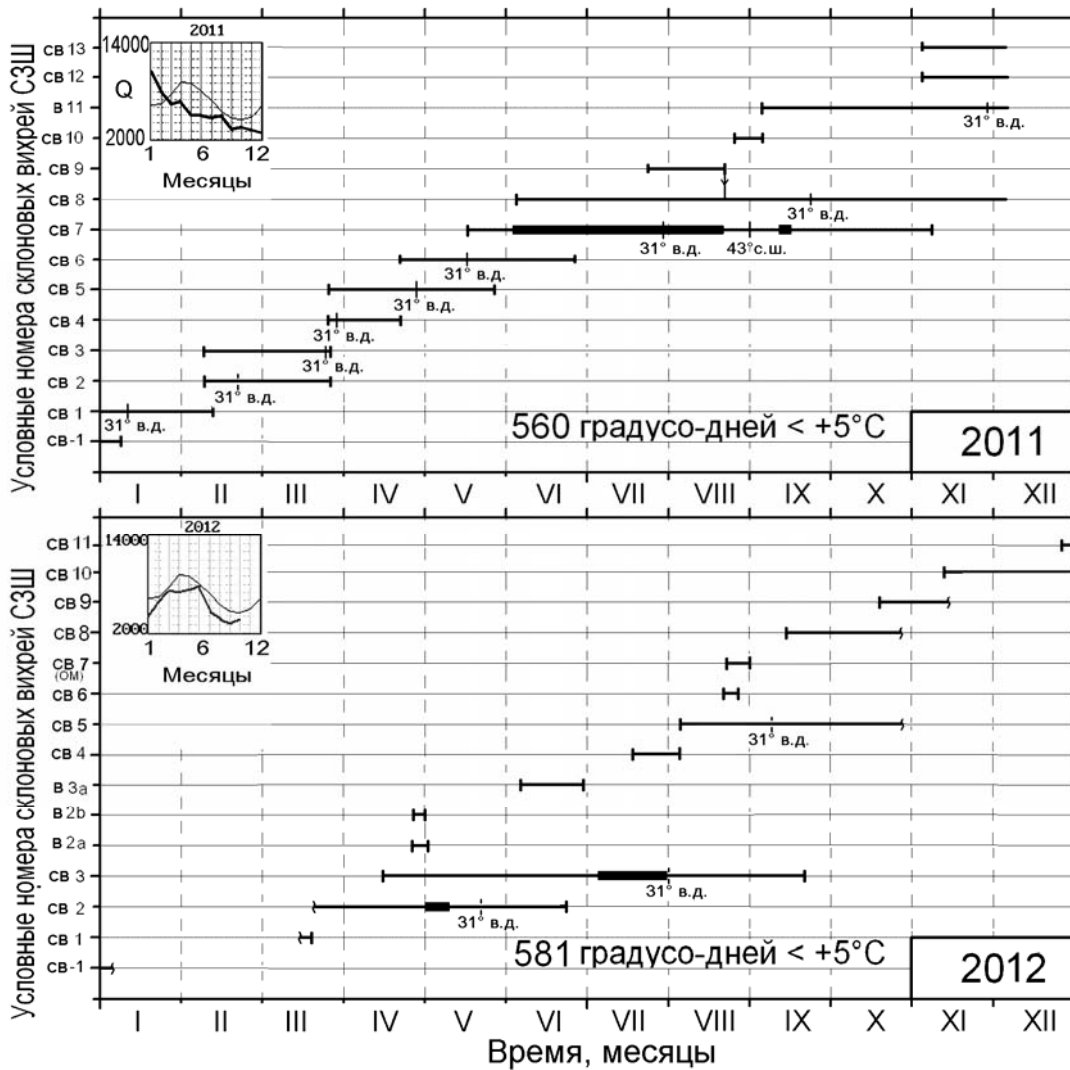


Рис.1 - Продолжение 2

Таблица - Общие сведения о среднегодовом количестве и масштабности развития «Севастопольских» вихрей в период с 2005 по 2011 гг.

Год	Количество вихрей	Суммарное время «жизни» (сутки)	Время крупномасштабного развития (сутки)	Относительная интенсивность (%)
2005	09	521	119	22.8
2006	17	713	218	30.6
2007	08	609	084	13.8
2008	09	754	142	18.8
2009	09	626	086	13.7
2010	12	954	174	18.2
2011	13	910	084	09.2
2012	11	552	035	05.8

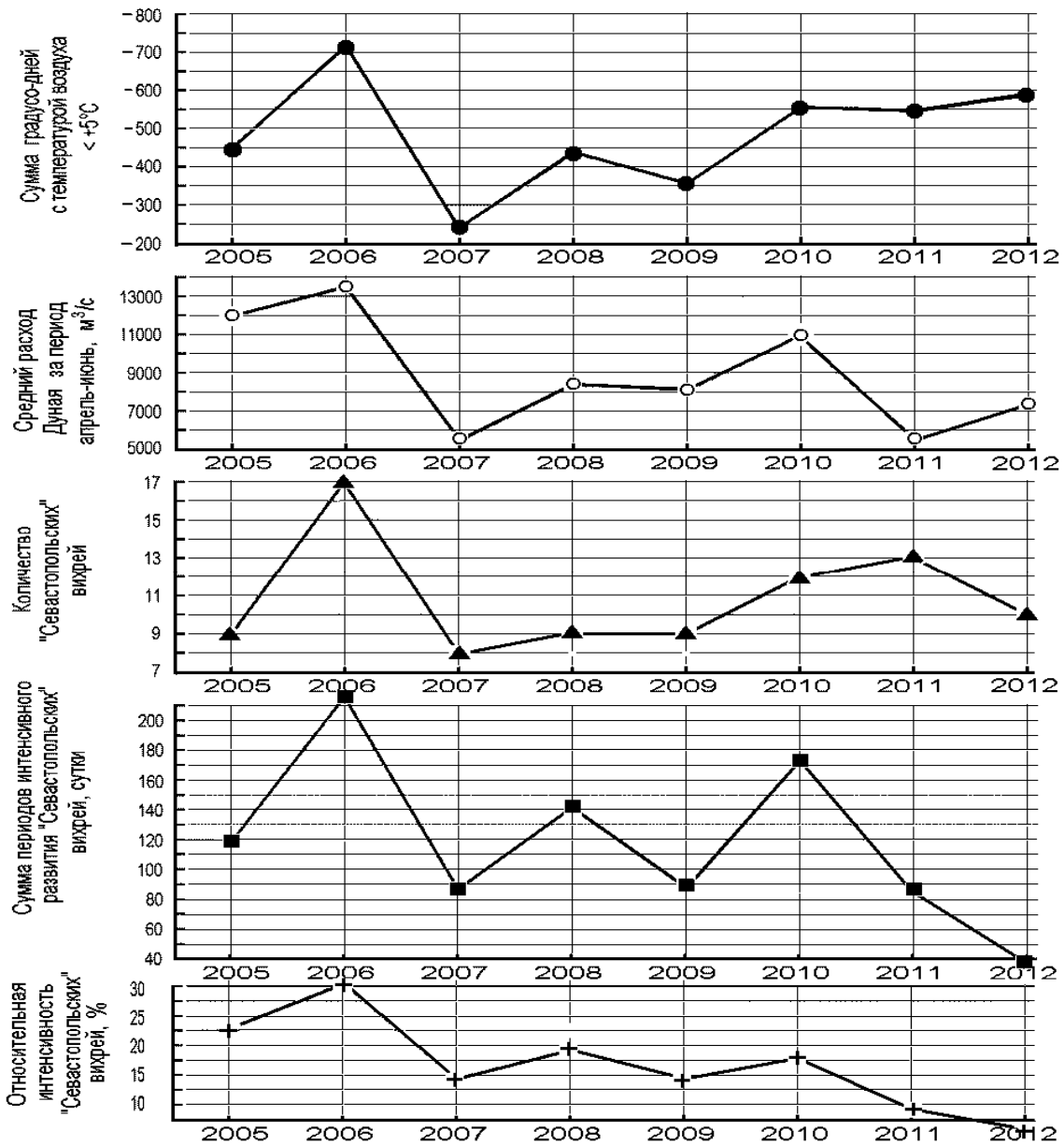


Рис.2 - Суммарные по годам климатические характеристики зимнего термического состояния атмосферы (по данным Одессы), весенних расходов р.Дунай и параметры вихревой деятельности в области северо-западного и западного участков материкового склона Черного моря.

Рассмотрим возможные управляющие механизмы развития синоптических склоновых вихрей. Один из важнейших механизмов рассмотрен в работе [4], а механизм зимнего усиления энергетики крупномасштабных динамических систем в [5]. В зимний период происходит усиление ветровой активности, накопление ДПЭ в центрах крупномасштабных динамических образований. Это приводит к интенсификации циклонической циркуляции: в климатическом плане на всем протяжении круговоротов [15], а при суровых зимних условиях - наиболее активно на северных перифериях смещенных к северу ядер крупномасштабных циклонических круговоротов. Как в процессе накопления зимой, так и позднее, в весенне-летнее время, происходит перераспределение ДПЭ и ее переход в кинетическую энергию ОЧТ и сопутствующих мезомасштабных вихрей.

Накопление ДПЭ происходит и на обширном северо-западном шельфе. Плотные зимние воды стекают в придонном слое с севера. В силу геострофичности, это должно приводить к формированию на верхней границе склона потоков обратного, восточного направления. В итоге, при совместной работе разнонаправленных механизмов, зимой происходит интенсификация узкой зоны антициклонической завихренности в виде цепочки мелких мезомасштабных вихрей.

При зимних условиях, как правило, нет достаточного пространства между струей ОЧТ и склоном для развития крупных вихрей. В холодное полугодие горизонтальные градиенты плотности между водами шельфа и водами открытого моря существенно уменьшаются. Происходит это за счет понижения температуры шельфовых вод, увеличении солёности при активизации вертикального перемешивания и, как следствие, существенного их уплотнения. Основная струя ОЧТ проходит вдоль кромки подводного амфитеатра, а ее северные ответвления глубоко заходят в восточные и центральные области шельфа.

В суровые зимы, при аномальном развитии и смещении к северному материковому склону ядер двух наиболее интенсивных циклонических синоптических вихрей суббасейновых зон дивергенции (западной и восточной) в зоне северной конвергенции могут развиваться и стационарировать сопутствующие мезомасштабные антициклонические вихри (см. также [16]).

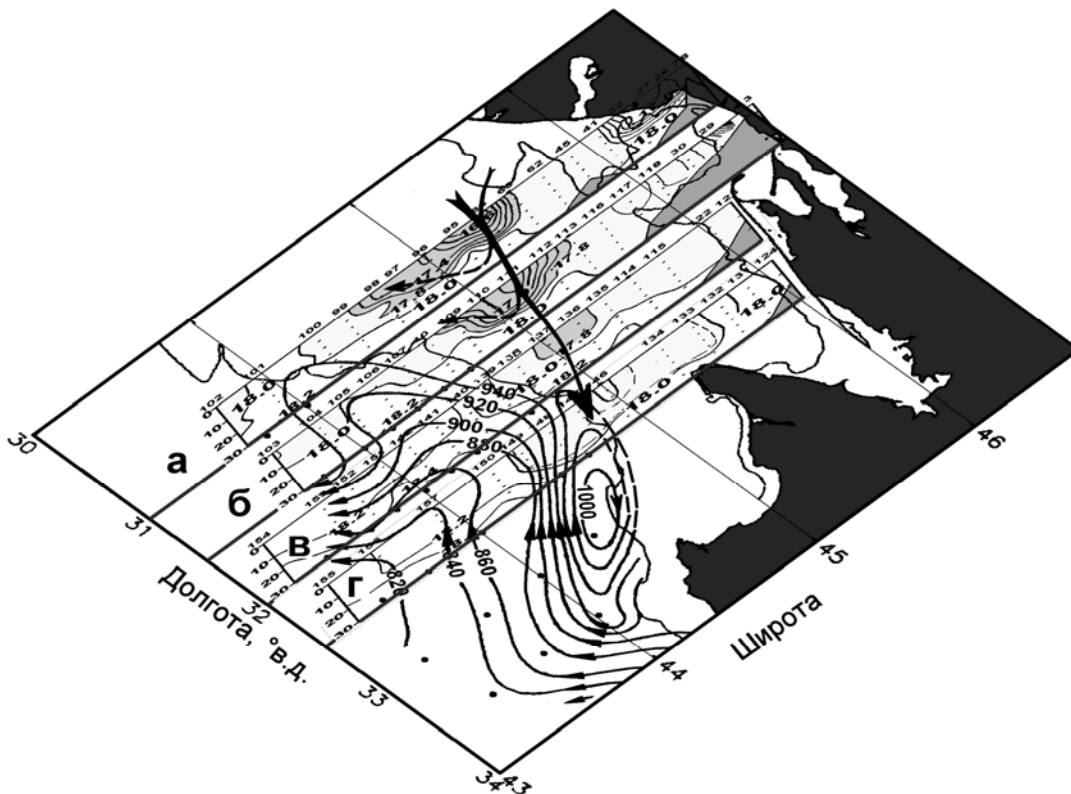
Достаточно широкое пространство для вихреобразования появляется только весной, когда значительная часть ДПЭ уже перешла в кинетическую энергию течений, а струя ОЧТ сдвинулась в открытое море. Таким образом, расширение пространства между ОЧТ и склоном, на наш взгляд, второе необходимое условие для развития антициклонического вихреобразования синоптического масштаба в зоне конвергенции. Однако значительное летнее расширение зоны конвергенции свидетельствует об ослаблении общей циклонической системы циркуляции моря, и вихри этой зоны становятся слабыми, размытыми и многоядерными.

Третьим условием, способствующим образованию и развитию крупных склоновых вихрей является наличие вблизи областей вихреобразования легких шельфовых вод. Втягиваясь и аккумулируясь в ядрах вихрей, они увеличивают радиальный градиент плотности и способствуют развитию вихреобразования. Для «Севастопольских» вихрей наиболее ранним весенним источником таких вод являются распространяющиеся вдоль ЮБК трансформированные воды, сформировавшиеся в результате таяния льда и весеннего паводка из Азовского моря. В апреле-начале мая они распространяются на запад по узкому шельфу ЮБК и зачастую аккумулируются к западу от южной части Крымского полуострова. При этом они создают повышенные горизонтальные градиенты плотности по отношению к окружающим водам и способствуют развитию начальной фазы антициклонического вихреобразования в удобном по орографическим признакам районе. Подводный выступ шельфовой кромки к юго-западу от Крымского полуострова бесспорно изначально играет очень важную роль в начальной генерации мезомасштабных вихревых структур северо-западного шельфа. Когда ОЧТ теряет устойчивость, справа от его стрежня начинают генерироваться периодические возмущения скорости [17].

Ранней весной шельфовые воды северо-западного шельфа, как правило, не распространяются на значительные расстояния от основных речных источников (из-за малости расходов в этот период) и в большинстве случаев не могут принимать участия в начальном генезисе склоновых вихрей. По мере своего развития, вихри перемещаются на запад и достигают района у западных границ донного амфитеатра, где они легко вовлекают трансформированные воды местного речного стока. При этом происходит интенсификация вихрей, замедление их движения вдоль материкового склона или, в зави-

симости от энергетики ОЧТ, длительное стационарирование. Процесс стационарирования вихрей связан как с резкими изменениями в донной орографии, так и с близостью источника легких распресненных вод. Анализируя вихревую деятельность, мы приняли во внимание лишь сток Дуная. В некоторые периоды, в зависимости от ветровых ситуаций, происходит активное распространение на восток и далее на юг днестровско-днепровских вод и их активное участие в формировании СВ, в том числе и в юго-восточных районах СЗШ.

Примером глубокого выноса вод с дунайского взморья в восточный районы кромки шельфа могут служить материалы океанографических наблюдений 20-го рейса НИС «Владимир Паршин» (сентябрь 1996 г.). На рис.3 представлены совмещенные картины распределения солёности воды на четырех меридиональных разрезах в слое 0-30 метров в поле динамической топографии слоя 0-200 метров. Струя распресненных вод распространяется в верхнем 20-ти метровом слое и по мере своего продвижения на восток сужается, а воды осолоняются. Геострофические расчеты скоростей течений на одном из разрезов (рис.4, сечение – б), показали, что северная периферия распресненного клина вод распространяется на восток - к вихрю, южная – в обратном направлении.



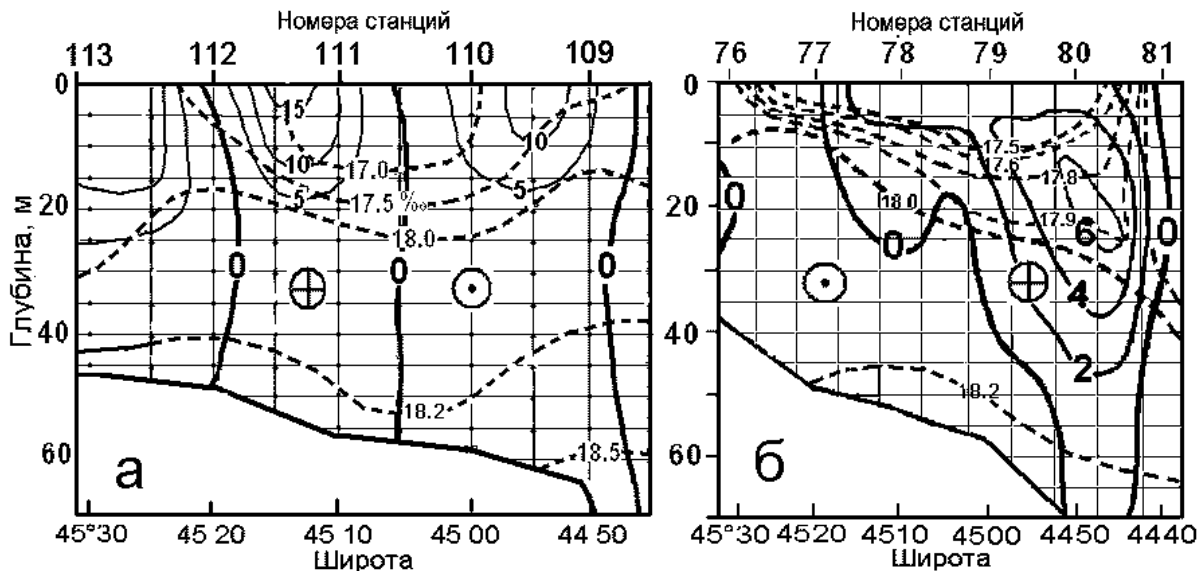
Нулевой горизонт 200 метров. 20 рейс НИС «Владимир Паршин», 01-19.09.1996 г.

Рис.3 - Вертикальное распределение солёности воды на 4-х меридиональных галсах, совмещенное с картой динамической топографии поверхностного слоя.

Подобная ситуация, но по экспедиционным данным в мае 1999 года уже была рассмотрена в [18]. Удельный объем восточного переноса вод с солёностью менее 17.5‰ в сентябре 1996 года составил 27,2 км³/месяц, что практически идентично оценке расхода, полученной нами по результатам работ в мае 1999 года (29 км³/месяц). Ширина струи в сентябре 1996 года составляла 15 миль, а в мае 1999 г. – 40 миль. Для сравнения, скорости течения во входном потоке одного из наблюдаемых вихрей 2005 года [13] по осредненным данным трех

методов оценивания, составили 0.15 ± 0.02 м/с, а ширина потока – 20-25 км, что неплохо согласуется с нашими приповерхностными данными.

Очень сложным остается вопрос о глубине трансфронтального потока шельфовых вод, внедряемого в вихрь. Как правило, исследователи считают расходы во всей толще, т.е. до дна. При этом оценка водообмена между шельфом и открытым морем может быть существенно завышена. Пока, без наличия подробных гидрофизических наблюдений данной вихревой структуры, этот вопрос остается открытым.



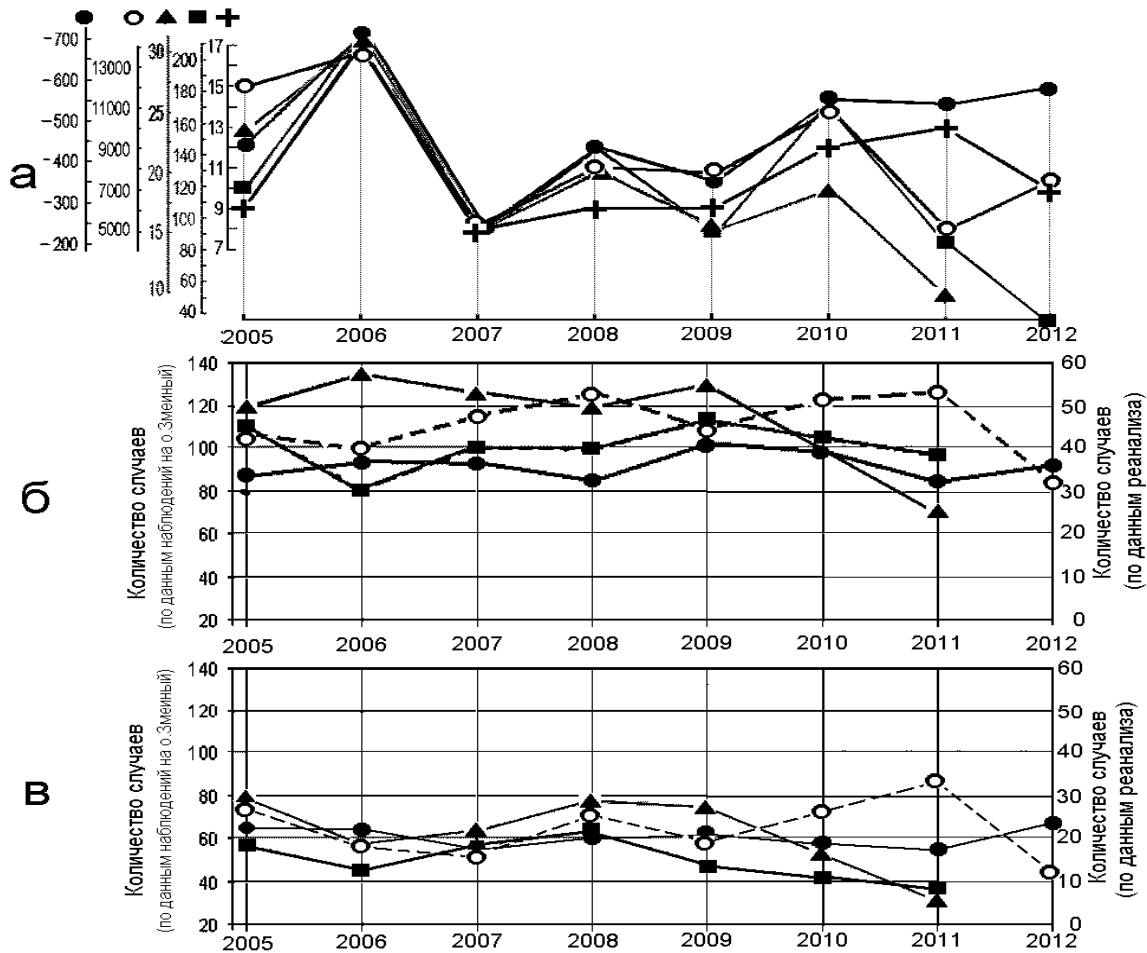
Примечание: Разрез по: а) 31°30' в.д. - в 20-30-ти милях к западу от периферии СВ (20-й рейс НИС «Владимир Паршин», 05.09.1996 г.); б) 31°45' в.д. - на северо-западной периферии СВ (22 рейс НИС «Владимир Паршин», 25-26.05.1999 г.)

Рис.4 - Вертикальное распределение горизонтальных скоростей зональных составляющих геострофических течений и солености воды на участках меридиональных разрезов

Данные наблюдений над ветром на о-ве Змеиный характеризуют условия внешнего атмосферного воздействия в районе начального распространения вод дунайского стока, а данные ре-анализа NCEP-NCAR – в промежуточной точке их переноса к вихревым системам склона. Для совместного анализа активности вихреобразования на участке материкового склона СЗШ и ветрового режима в указанных районах нами взят период наиболее интенсивного распространения вод основной водной артерии СЗЧМ - Дуная - весенне-летний паводок.

Как по данным повторяемости ветров по основным румбам, так и по анализу прогрессивно-векторных диаграмм, в указанный период года отмечается существенное преобладание ветров с восточной составляющей. Исключение составляют неполные оценки за 2011 г. (за период без апреля месяца). В процентном выражении такое преобладание составляет от 20 до 200% (рис.5). Преобладание восточных ветров над западными проявляется и при скоростях ветра более 5 м/с.

Сравнение графиков межгодовой изменчивости характеристик вихреобразования (рис.2) и параметров ветра в рассматриваемых районах (рис.5) показывает отсутствие какой-либо связи между этими параметрами. Более того, в год наиболее активного вихреобразования (2006) наблюдалось уменьшение повторяемости ветров западных румбов и увеличения повторяемости восточных.



Примечание к рисунку а:

- Сумма суточных температур со значениями $< +5^{\circ}\text{C}$
- Среднемесячный расход Дуная за период апрель-июль
- ⊕ Количество "Севастопольских" вихрей
- Сумма суток интенсивного развития "Севастопольских" вихрей
- ▲ Относительная интенсивность "Севастопольских" вихрей

Примечание к рисункам б и в:

По данным натуральных наблюдений на острове Змеиный

- ▲ Повторяемость ветров с восточной составляющей
- Повторяемость ветров с западной составляющей

По данным реанализа NCEP-NCAR в точке $45^{\circ}30'$ с.ш., $31^{\circ}00'$ в.д.

- Повторяемость ветров с восточной составляющей
- Повторяемость ветров с западной составляющей

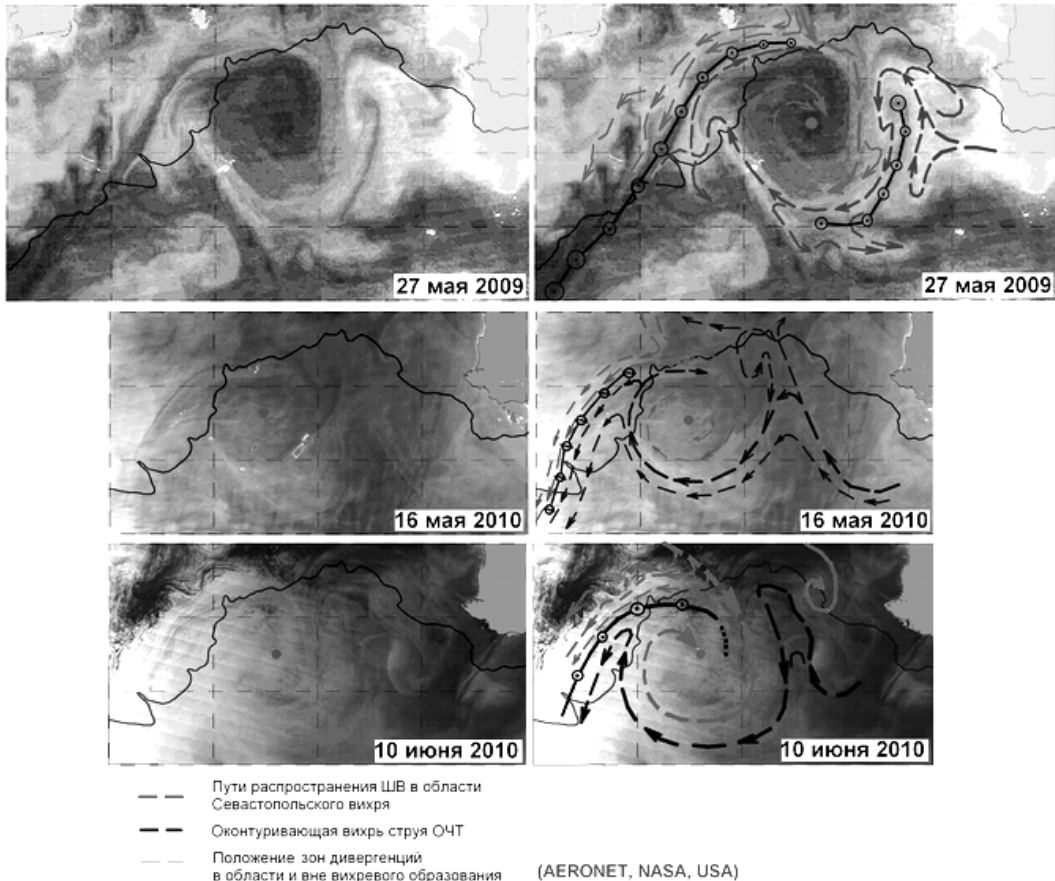
а) - суммарные по годам климатические характеристики зимнего термического состояния атмосферы, весенние расходы р.Дунай, параметры вихревой деятельности в области северо-западного и западного участков материкового склона Черного моря (взяты из рис.2);

б) межгодовая изменчивость повторяемости (количество случаев) всех ветров с западными (пунктирные линии) и восточными (сплошные линии) составляющими по массивам данных наблюдений на о. Змеиный и ре-анализа NCEP-NCAR;

в) только ветры со скоростями 5 и более м/с.

Рис.5 - Совмещенные графики суммарных по годам климатических характеристик зимнего термического состояния атмосферы, весенних расходов р.Дунай, параметров вихревой деятельности в области северо-западного и западного участков материкового склона Черного моря, а также межгодовой изменчивости повторяемости ветров с различными составляющими.

И, наконец, в завершение рассмотрим вероятное поле течений и фронтов в рассматриваемых антициклонических вихрях. Были выбраны три визуальных снимка вихревых образований 2-х последних лет (рис.6). На всех картинках шельфовые воды внедряются в вихри на их северной периферии. Геострофические расчеты по ранее рассмотренным съемкам показали, что перед входом в вихрь образуется своеобразная дельта (рис.3 и 4а), где происходит разделение потока шельфовых вод. Значительная часть вод до подхода к вихревому образованию не вовлекается в вихрь, а разворачивается и уходит в ЮЗ направлении вдоль активного фронта между шельфовыми водами и водами ОЧТ западного меандра вихря.



Слева – изображения без наложения рисунков.

Рис.6 - Предполагаемая схема течений и положения зон дивергенций и фронтов в трех типичных антициклонических вихрях северо-западного склона Черного моря на фоне их реальных цветных изображений (AERONET, USA).

Воды ОЧТ, представляющие внешнюю оболочку вихря, вовлекаются в два глубоких циклонических меандра – с тыловой и передней сторон вихря. В тыловой части вихря образуется узкая оконтуривающая зона дивергенции вод, связанная с разнонаправленными движениями вод ОЧТ в циклоническом меандре. В его угловой северной части часто развивается более мощный, чем в остальной зоне, циклонический вихрь-спутник. Такая же, и тоже интенсивная зона дивергенции образуется с передней стороны вихря. Северо-западная граница зоны дивергенции является интенсивным шельфовым фронтом с высокими скоростями переносов шельфовых вод в юго-западном направлении. Активность этих переносов можно видеть на анимационных представлениях этой области по температурным полям. Анализируя рис.6 можно сделать вывод, что,

по-видимому, происходило глубокое внедрение рассматриваемого фронта в ядро вихревого образования, по крайней мере, в приповерхностном слое.

Выводы.

1. По результатам наблюдений над вихревыми системами северо-западного участка континентального склона Черного моря в среднем за год здесь формируется восемь-девять «Севастопольских» вихрей. В 2006 году их было сформировано семнадцать.

2. Максимального развития и частого стационарирования вихри достигают, как правило, в области подводного амфитеатра с относительно пологим континентальным склоном и некоторым подводным барьером в виде западного склона амфитеатра и, расположенного южнее, подводного хребта.

3. По обобщенным данным суммарное время жизни «Севастопольских» вихрей за годовой период составляло от 521 суток в 2005 до 954 суток в 2010 году. Суммарное за год время интенсивного развития вихрей изменялось от 84 и 86 суток в 2007 и 2009 гг., соответственно, до 218 в 2006 году. Соответственно среднегодовой относительный период интенсивного развития СВ был минимальный в 2007 и 2009 гг. (13.8 и 13.7 %, соответственно) и максимальный в 2006 году (30.6%) (табл.1).

4. Хорошее согласование на коротком 6-ти летнем ряде наблюдений отмечается между климатическими факторами (интегральные характеристики зимнего термического режима атмосферы и объемы весеннего речного стока) и вихревой деятельностью на склоне СЗ шельфа.

5. В среднем за шестилетний период около 75% вихрей было сформировано в непосредственной близости к юго-западной или западной оконечности Крымского полуострова (мыс Херсонес) и всего лишь 4-5 вихрей несколько северней, в южной части Каламитского залива. Места зарождения 12 вихрей из-за погодных условий и существенного облачного покрова неизвестны.

6. В каждом из рассмотренных годов существовало, по крайней мере, по одному вихрю с периодом «жизни» 5 и более месяцев. Экстремальным было время «жизни» вихря СВ4 в 2008 году (> 7 месяцев) с многочисленными периодами его усиления и ослабления. Время зарождения таких вихрей, как правило, относится к марту-апрелю, и только после суровой зимы 2006 года вихрь-«долгожитель» сформировался позднее, в последних числах июля.

7. Основными управляющими механизмами аномально активного вихреобразования Черного моря у северо-западной части континентального склона по нашим представлениям являются: зимнее накопления ДПЭ крупномасштабными циклоническими круговоротами; связанная с этим процессом степень расширения зоны конвергенции; характер и объемы поступления легких шельфовых вод в зону вихреобразования.

8. Какой-либо связи локального ветрового режима в районе выноса дунайских вод и активности вихреобразования в области материкового склона СЗШ не обнаружено.

9. Рассматриваемые вихревые системы представляют собой активные конвергентные зоны, втягивающие в свое орбитальное движение и трансформирующие большие объемы загрязненных шельфовых вод. Им сопутствуют оконтуривающие и достаточно интенсивные ленточные зоны дивергенций, вызывающие активный подъем к поверхности холодных промежуточных вод и фронтальные зоны с интенсивным переносом шельфовых вод в юго-западном и южном направлениях.

Список литературы

1. Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М., Иванов Р.Е. Поверхностные течения в Черном море. Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН СССР, 1979. - С.25–33.

2. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 240 с.

4. Латун В.С. Роль антициклонических вихрей в межсезонных изменениях термохалинной структуры и геострофической циркуляции вод. - М: Гидрометеиздат, 1989.-201с.

5. Георгиев В.Т., Герасимов С.А., Попов Ю.И. Гидродинамическое состояние вод открытых областей северной половины Черного моря в 1992-1993 гг. - В сб. "Исследование экосистемы Черного моря" -Одесса: Ирен-полиграф.-1994. вып.1.- 157с.

6. Fedorov, K.N., Ginsburg, A.I. 'Mushroom-like' currents (vortex dipoles) in the ocean and in a laboratory tank // Ann. Geophys. 1986.- v.4 (B5).- p.507 – 516.
7. Fedorov, K.N., Ginsburg, A.I. The Near-Surface Layer of the Ocean, VSP, Utrecht, The Netherlands. 1992.-259 pp.
8. Левиков С.П. (Ред.). Изучение и моделирование гидрофизических процессов в Черном море. М.: Гидрометеиздат, 1989. -141 с.
9. Гришин Г.А., Субботин А.А. Изучение вихревого диполя в Черном море по спутниковым данным и судовым измерениям // Исследование Земли из космоса. -1992.- 5.- С.56–64.
10. Oguz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.L., Sur, H.I., Markov, A.A., Ozsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Eremeev, V.N., Unluata, U. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea // Deep-Sea Res. -1993.- v.40 (8), P.1597–1612.
11. Гинзбург А.И. Процессы горизонтальных изменений в приповерхностном слое Черного моря // Исследование Земли из космоса. -1994.- 2.- С.75–83.
12. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция антициклонических вихрей в северо-западной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. -1996.-4.- С.67–76.
13. Georgy I.Shapiro, Sergey V.Stanichny, Rimma R.Stanychna. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. -2010.-v.114.- P.867-875.
14. A.I. Ginzburg, A.G.Kostianoy, N.P.Nezlin, D.M.Soloviev, S.V.Stanichny. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea // Journal of Marine System. -2002.-v.32.- P.91-106.
15. Артамонов Ю.В., Белокопытов В.Н., Скрипалева Е.А. Сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов Черного моря // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАН Украины.-2006.- С.268-270.
16. Полонский А.Б., Попов Ю.И. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря// Книжная серия «Современные проблемы океанологии».-Севастополь:-МГИ НАН Украины.- 2011.-вып.8.- 52 с.
17. В.С.Латун. Структура течений вблизи Южного берега Крыма// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. - Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2001.- вып.3. - С.53-56.
18. Попов Ю.И. Распространение шельфовых вод в северо-западной части Черного моря и их обмен с водами открытого моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика».– 2010.- вып.26. С.117-126.

О деяких структурно - динамічних особливостях антициклонічних вихорів північно-західної частини материкового схилу Чорного моря. Попов Ю.І., Полонський О.Б.

На основі супутникової інформації за період з 2005 по 2011 рр. проаналізовано характеристики вихорів, що генеруються над материковим схилом в північно-західній та західній частинами Чорного моря. Розраховано кількість вихорів, що генеруються, термін їх життя та інтенсивного розвитку. З'ясовано положення фронтів і напрямлення переносів вод в найбільше характерних вихорах. Визначено тісний зв'язок вихровий активності у регіон, що розглядається з термічним станом у зимовий період та мінливістю розходів Дунаю.

Ключові слова: Чорне море, материковий схил, антициклонічні вихори

On certain structural - dynamic features of anticyclones vortices in North-Western part of the Black Sea continental slope. Popov Yu., Polonsky A.

Based on satellite data for the period 2005 - 2011 the following characteristics of vortices generated over the continental slope in the north-western and western parts of Black Sea were analyzed. A number of vortices generated by the term of their existence and intensive development were calculated. The front position and direction of water transfers in the most typical eddies were determined. Close relationship of eddy activity in the area that is foreseen with thermal state in winter and variability flow of the Danube.

Keywords: Black Sea, continental slope, anticyclone eddies