

Номер 11

2012

ISSN 0130-2914

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С. М. Степаненко



1932—2012

80 років ОДЕКУ

Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 11, 2012 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол № 9 від 25.10.2012 р.

Головний редактор С. М. Степаненко

Редакційна колегія: С. М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор); А. М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є. П. Школьнік, 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. Лосва, д-р географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П. Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; 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. Свігличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І. І. Мечнікова; С. І. Сніжко, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В. Ф. Суховій, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю. С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В. К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В. М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ;

О. І. Маруніч — відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С. М. Степаненко. — Одеса: Екологія, 2012. — № 11. — 250 с.

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

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

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

Адреса редакційної колегії:

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

ЗМІСТ

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

<i>Волков А.І.</i> Ранжування території Одеської області за рівнем техногенного навантаження на повітряний басейн.....	5
<i>Юрасов С.Н., Алексеенко Е.А.</i> Учет временной изменчивости состава и свойств вод при оценке их качества по санитарным нормам на примере р.Днестр – г.Беляевка.....	14
<i>Черой А.И., Дьяков О.А., Жмуд Е.И., Приходько В.Ю.</i> Комплексные обследования морского края Килийской дельты Дуная в 2011-2012гг....	24
<i>Кур'янова С.О., Юрасов С.М.</i> Рекомендації щодо вдосконалення оцінки (класифікації) якості вод господарсько-питного призначення за вітчизняними нормами на прикладі р.Дунай –м. Вилкове.....	34
<i>Лимонов А.С., Вельмискин Д.И., Дяченко Е.А.</i> Исследования цифровых согласованных фильтров в системах мониторинга окружающей среды..	45
<i>Лимонов О.С., Перелигин Б.В., Пустовит Т.М.</i> Аналіз фільтра Калмана стосовно до відновлення ізогіпс при побудові карт цифрового рельєфу.	58
<i>Лимонов О.С., Перелигин Б.В., Пустовит Т.М.</i> Реалізація фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові карт цифрового рельєфу.....	68

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<i>Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю., Головатюк Н.Д.</i> Метод расчета температуры подстилающей поверхности по стандартным метеорологическим наблюдениям.....	76
<i>Івус Г.П., Хоменко Г.В.</i> Результати чисельного моделювання фронтогенезу і сильних опадів.....	86
<i>Хохлов В.М., Мосьпан Н.О.</i> Верифікація прогнозів середньомісячної температури ансамблем моделей проекту ENSEMBLES.....	93
<i>Шевченко О.Г., Сніжко С.І.</i> Хвилі тепла та основні методологічні проблеми, що виникають при їх дослідженні.....	101
<i>Тимофеев В.Є.</i> Досвід застосування регіональних чисельних моделей прогнозу погоди для України в УкрНДГМІ.....	109
<i>Недострелова Л.В.</i> Вертикальний розподіл енергетичних ресурсів атмосфери в період блокування.....	119
<i>Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С.</i> Просторово-часова мінливість посух в східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату.....	128

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

- Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О., Боровська Г.О.* Оцінка впливу змін клімату на агрокліматичні ресурси та продуктивність озимої пшениці в Луганському регіоні.....135
- Ляшенко Г.В.* Влияние агрометеорологических условий на перезимовку винограда в Одесской области.....147
- Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О.* Вплив агрокліматичних умов на продуктивність кукурудзи при зміні клімату в східному степу України154
- Божко Л.Ю., Барсукова О.А.* Вплив погодних умов на формування продуктивності баклажанів в Степовій зоні України.....163
- Жигайло О.Л.* Агрометеорологическая оценка продуктивности люцерны на богаре и на орошаемых землях Одещины.....170
- Иконникова В.В.* Моделирование влияния различных сроков сева на продукционный процесс гороха по основным природно-климатическим зонам Украины.....178
- Костюкевич Т.К.* Динамика урожайности сахарной свеклы в лесостепной зоне Украины на примере Хмельницкой области.....187

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

- Полищук А.А., Яловский Г.В., Мозолевская Т.Н., Гольцов В.И.* Содержание фосфатов в р. Днестр и сточных водах г. Одесса.....195
- Дудинов А.А.* Статистические характеристики временных рядов максимальных расходов воды рек в междуречье Днестр – Прут.....202

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

- Андреанова О.Р., Белевич Р.Р., Мединец В.И.* Оценка интенсивности и направлений переноса водных масс на границе северо-западного шельфа Черного моря.....210
- Илюшин В.Я.* Роль и значение водо- и солеобмена через пролив в водном и солевом балансе зоны смешения лиманов.....218
- Єрофеев Г.О., Попов Ю.І.* Аналіз кліматичних геострофічних течій та їх витрат на зональному та меридіональному розрізах акваторії північно-західної частини Чорного моря.....234
- Матвеев А.В., Попов Ю.И.* Распространение дунайских вод в западной части северо-западного шельфа Черного моря.....241

УДК 504.3

А.І. Волков, к. геогр. н.

Одеський державний екологічний університет

РАНЖУВАННЯ ТЕРИТОРІЇ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ ЗА РІВНЕМ ТЕХНОГЕННОГО НАВАНТАЖЕННЯ НА ПОВІТРЯНИЙ БАСЕЙН

Запропоновано комплексний підхід до ранжування території Одеської області за рівнем техногенного навантаження на повітряний басейн. Виконано кластерний аналіз районів області за викидами забруднюючих речовин. Виділені райони Одеської області, що характеризуються найбільшим рівнем техногенного навантаження на атмосферне повітря, створено відповідний картографічний матеріал.

Ключові слова: забруднення атмосферного повітря, забруднюючі речовини, кластерний аналіз, геоінформаційні системи, цифрове картографування.

Вступ. Атмосферне повітря є однією із найбільш важливих і вразливих складових навколишнього середовища, що постійно зазнає негативного впливу завдяки діяльності людини. Це зумовлює актуальність проблеми збору, систематизації та аналізу інформації, що характеризує рівень техногенного навантаження на повітряний басейн. Насамперед, для планування заходів, спрямованих на збереження та покращання якості атмосфери необхідне виконання попередньої диференціації і ранжування, що дозволить виявити території, які потребують впровадження першочергових природоохоронних заходів.

Районування є інформаційною базою, необхідною для прийняття рішень щодо керування територіями, оскільки вплив людини, спрямований на природні об'єкти, за звичай, має нерівномірний просторовий розподіл. Районування - досить істотна частина будь-якого повноцінного екологічного дослідження, і нерідко є його важливим організуючим стрижнем [1]. З одного боку, воно належить до початкової стадії вивчення досліджуваного об'єкта і сприяє створенню попереднього уявлення про нерівномірність розподілу техногенного навантаження, що забезпечує виявлення територій з гіршими екологічними умовами, які потребують більш детального розгляду. З іншого боку, районування - комплекс знань про загальний стан досліджуваної території, про подібності й відмінності її ділянок. Таким чином, районування - це початковий і завершальний етапи досліджень [1].

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Існує безліч робіт, присвячених районуванню територій, однак більшість з них виконані на емпіричному рівні, тому загальноприйнятої теорії районування поки не існує [1, 2]. У багатьох випадках основною проблемою при комплексному районуванні територій є необхідність формування та аналізу загальної картини, що одночасно враховує сукупність різних характеристик території. Це можливо завдяки застосуванню методів багатовимірного статистичного аналізу, який досить часто використовується при вирішенні задач стосовно дослідження стану довкілля [3]. Інше ускладнення пов'язане із постійним змінням екологічного стану, що потребує безперервного нарощування банків даних [4] та поновлення відповідного картографічного матеріалу.

Мета дослідження. Метою даного дослідження є запропонування та реалізація комплексного підходу до екологічного районування територій, що дозволяє врахувати сукупність факторів, які характеризують рівень техногенного навантаження на атмосферне повітря Одеської області. Отримана диференціація територій може

використовуватись при виборі та обґрунтуванні пріоритетів впровадження заходів, спрямованих на підтримку екологічної привабливості регіону.

Впровадження даного підходу є одним з важливих етапів формування ефективної регіональної політики і повинно включати створення інформаційної бази, що характеризується можливістю:

- постійного відновлення даних,
- візуального подання просторово-орієнтованої інформації, представлені у вигляді картографічного матеріалу;
- складення інтерактивних запитів до наявної бази даних;
- керування картографічними проекціями, масштабом і одиницями виміру;
- створення картографічних добутоків з готових даних.

Матеріали і методи дослідження. База даних повинна включати докладну інформацію про рівень техногенного навантаження на атмосферне повітря районів Одеської області. У якості таких можуть використовуватись статистичні дані національних доповідей про стан навколишнього природного середовища й статистичні щорічники України [5, 6].

Попередню підготовку даних, необхідних для складення тематичних карт, що відображують ранжирування території за рівнем техногенного навантаження, можна умовно представити як декілька етапів, що описують послідовність виконуваних дій (рис. 1).

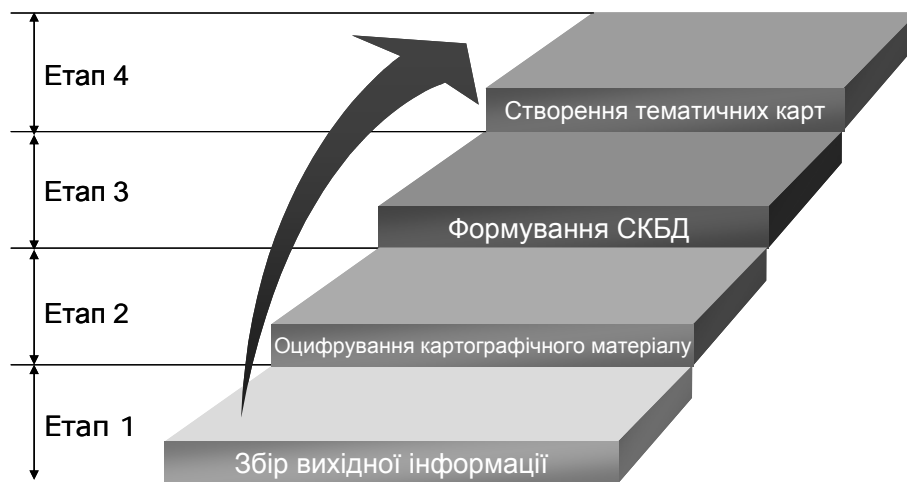


Рис. 1 - Етапи формування банку даних (СКБД - система керування банком даних).

На першому етапі формується база даних. Вона складається із двох інформаційних блоків: базового і тематичного. Базовий блок включає шари географічних даних, зокрема, шар даних територіально-адміністративного розподілу та тематичний - інформацію про рівень техногенного навантаження. Другий етап - це узагальнення існуючого картографічного матеріалу, що описує аналізовану територію. На третьому етапі виконується інтерпретація аналізованої інформації і здійснюється вибір відповідного алгоритму диференціювання території. Оскільки кожен елемент інтегральної карти щодо рівня техногенного навантаження утворюється завдяки накладенням декількох вихідних зображень, для його подання зручно використати векторну величину:

$$X(x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n), \quad (1)$$

де x_i - i -й показник рівня техногенного навантаження.

Таким чином, кожен запис бази даних буде представлений відповідним вектором (1). На відміну від елементів вихідних зображень, описаних скалярними величинами, елементи інтегральної карти, які представлені векторами, можуть використовуватись як вихідний матеріал для проведення кластерного аналізу території. Він полягає в об'єднанні елементів карти в групи за ступенем схожості, відповідно до обраного набору величин, що їх характеризують.

Детально існуючі алгоритми кластерного аналізу представлені у [7]. Один з найбільш простих є алгоритм максимінної відстані, важливою перевагою якого є відсутність жорстких вимог до статистичного матеріалу, що аналізується.

Стисло алгоритм кластерного аналізу, що базується на максимінній відстані, можна представити у вигляді таких кроків [8] (рис. 2):

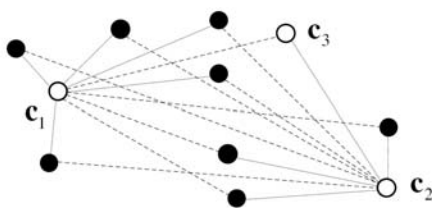


Рис. 2 - Схематичне представлення процесу кластеризації на прикладі двовимірного простору.

1. Як перший центр кластера обирається елемент $c_1 = x_{j_1}$.

2. Як другий центр кластера обирається той елемент $c_2 = x_{j_2}$, що знаходиться на найбільшій відстані від c_1 , тобто

$$\|x_{j_2} - c_1\| = \max_{x \in \Xi} \|x - c_1\|.$$

3. Припустимо, що обрано k центрів $C^{(k)} = \{c_1, \dots, c_k\}$ кластерів. Як черговий $(k+1)$ -й центр кластера обирається той елемент $x_{j_{k+1}}$, що знаходиться на найбільшій відстані від найближчого від центрів c_1, \dots, c_k , тобто $\min_{c \in C^{(k)}} \|x_{j_{k+1}} - c\| = \max_{x \in \Xi \setminus C^{(k)}} \min_{c \in C^{(k)}} \|x - c\|$.

4. Перевіряється умова «останова». Умовою «останова» алгоритму може бути виконання нерівності $Q_{(k+1)} / Q_{(k)} \geq \gamma$, де $\gamma \in (0,1)$, тобто деякого порогового значення, близького до одиниці. Виконання останньої умови означає, що при появі нового центра кластера дисперсія змінюється незначно.

В свою чергу технічна реалізація комплексної інформаційної системи можлива за допомогою використання пакету Mapinfo Professional. Пакет Mapinfo (США, Mapping Information Systems Corp.) в останні роки має провідні позиції серед геоінформаційних систем для персональних комп'ютерів. Mapping Information Systems належить до числа найбільш успішно розвинених компаній США.

Пакет Mapinfo спеціально спроектований для обробки і аналізу інформації, що має адресну або просторову прив'язку [9]. Операції, що підтримують звернення до бази даних, настільки прості, що, маючи невеликий досвід роботи з будь-якою базою даних, можна відразу використати можливості комп'ютерної картографії для вирішення широкого спектра завдань. Mapinfo - це картографічна база даних. Інтегрована потужна мова запитів SQL MM, завдяки географічному розширенню, дозволяє організувати вибірки з урахуванням просторових відносин об'єктів, таких як відстань, вкладення, перекриття, перетинання, площі й т.п. Запити до бази даних можна зберігати у вигляді шаблонів для багаторазового використання. В Mapinfo є можливість пошуку й нанесення об'єктів на карту по координатах, адресі або системі індексів.

Mapinfo дозволяє редагувати й створювати електронні карти. Оцифрування можливе як за допомогою дигітайзера, так і по сканованому зображенню. Mapinfo підтримує растрові формати GI, JPEG, TIFF, PCX, BMP, TGA (Targa), BI (SPOT-спутникові фотографії). Універсальний транслятор Mapinfo імпортує карти, створені у

форматах інших геоінформаційних і САПР-систем: AutoCAD (DXF, DWG), Intergraph/MicroStation Design (DGN), ESRI Shape файл, AtlasGi, ARC/INFO Export (E00).

В Mapinfo можна працювати з даними у форматах Excel, Access, xBASE, Lotus 1-2-3 і текстовому форматі, тому конвертація файлів даних не потрібна. Пакет Mapinfo може працювати із базами даних, сформованими у ORACLE, SYBASE, INFORMI, INGRES, QE Lib, DB2, Microsoft SQL та ін.

В Mapinfo можна будувати тематичні карти таких основних типів: картограми, стовпчасті й кругові діаграми, густина точок, метод безперервної поверхні. Поєднання тематичних шарів і методів буферизації, районування, злиття й розбивки об'єктів просторової й атрибутивної класифікації дозволяє створювати синтетичні багатокомпонентні карти з ієрархічною структурою легенди.

Mapinfo - відкрита система. Мова програмування MapBasic дозволяє створювати на базі Mapinfo власні ГІС.

Результати досліджень та їх аналіз. Одеська область - регіон, що виділяється у господарському комплексі України своїми транспортно-розподільчими функціями, розвиненою промисловістю, інтенсивним сільськогосподарським виробництвом. Загальна кількість підприємств, що у процесі діяльності впливають на стан атмосферного повітря, становить понад 2323 суб'єктів господарювання, із них 486 підприємств завдають (або можуть завдати) шкідливого впливу на здоров'я людей і стан атмосферного повітря [10].

Значний внесок у викиди від стаціонарних джерел справляють підприємства, які виробляють електроенергію, постачають газ та воду, підприємства обробної промисловості, транспортні підприємства. Однак на стан атмосферного повітря населених міст області значною мірою впливають викиди пересувних джерел і, особливо, автомобільний транспорт.

Надходження шкідливих речовин від автотранспорту домінують над викидами від стаціонарних джерел майже в усіх районах та містах Одеської області і складають 81 відсоток від загальної кількості забруднюючих речовин, що надходять в атмосферне повітря.

Причиною цього є значне зростання кількості приватного транспорту, його незадовільний технічний стан через значний вік, низьку якість, відсутній дієвий контроль за якістю пального та ін.

Найбільше навантаження від пересувних джерел припадає на атмосферне повітря м. Одеса. В останні роки, наприклад, внесок забруднення транспортними засобами в найбільш розвинених в економічному відношенні (після Одеси) містах Ізмаїл і Іллічівськ становить майже 70 відсотків.

Протягом 2010 року у повітряний басейн Одеської області від стаціонарних джерел потрапило 29,2 тис.тонн шкідливих речовин, що на 3,3 тис. т більше, ніж у 2009 році. Динаміка змінення викидів у атмосферне повітря представлена на рис. 3 і 4 [5, 6].

Як видно із наведених графіків, кількість забруднюючих речовин, що надходять у атмосферне повітря завдяки викидам пересувних джерел, перевищує викиди стаціонарних джерел та має тенденцію до зростання, що зумовлено поступовим збільшенням кількості транспортних засобів у регіоні.

Згідно [5, 6] обсяги викидів забруднюючих речовин стаціонарними і пересувними джерелами в атмосферне повітря по районах області у 2010 р. наведені у табл. 1, 2.

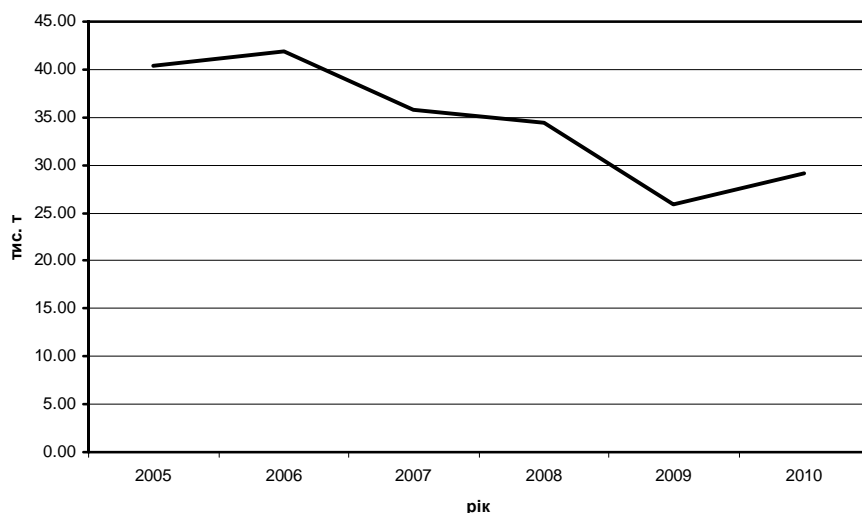


Рис. 3 - Динаміка викидів забруднюючих речовин станіонарними джерелами

Таблиця 1 - Викиди забруднюючих речовин в атмосферне повітря від станіонарних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.*

Район	Обсяги викидів, тонн			
	SO_2	NO_2	CO	сажа
Ананівський	1	83	207	0
Арцизький	54	3	19	1
Балтський	104	24	48	0
Білгород-Дністровський	63	8	44	1
Біляївський	22	2	20	0
Березівський	0	5	21	1
Болградський	2	1	3	–
Велико-Михайлівський	1	1	3	0
Іванівський	1	1	3	0
Ізмаїльський	2	1	1	–
Кілійський	58	11	29	0
Кодимський	189	10	58	–
Комінтернівський	6	11	27	1
Котовський	5	1	5	0
Красноокнянський	7	0	5	–
Любашівський	–	1	4	–
Миколаївський	4	2	6	–
Овідіопольський	6	17	28	0
Роздільнянський	32	14	61	0
Ренійський	11	207	706	2
Савранський	4	0	0	1
Саратський	18	7	22	1
Тарутинський	0	94	187	0
Татарбунарський	6	0	0	–
Фрунзівський	5	1	2	–
Ширяївський	2	2	8	–

* - без урахування викидів по місту Одеса

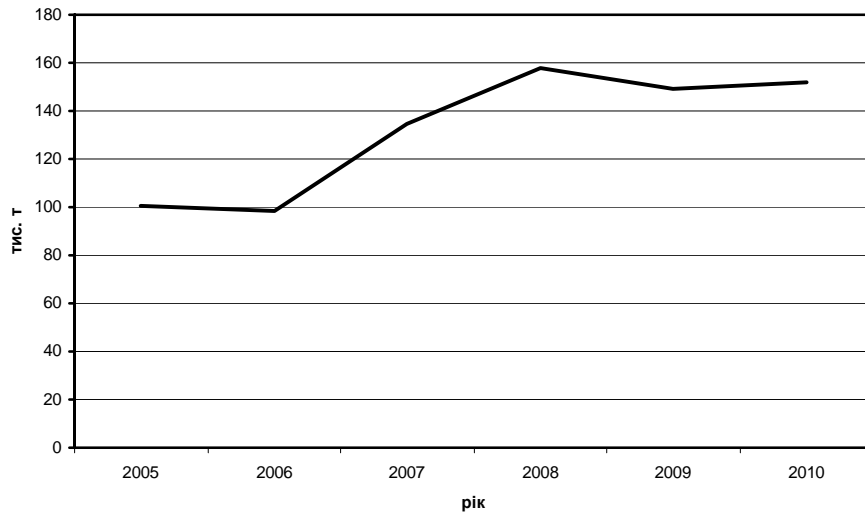


Рис. 4 - Динаміка викидів забруднюючих речовин пересувними джерелами.

Таблиця 2 - Викиди забруднюючих речовин в атмосферне повітря від пересувних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.*

Район	Обсяги викидів, тонн			
	SO_2	NO_2	CO	сажа
Ананьївський	16	163	1288	17
Арцизький	31	304	2220	32
Балтський	35	338	2570	37
Білгород-Дністровський	48	442	2813	51
Біляївський	51	506	4067	58
Березівський	27	245	1638	27
Болградський	40	391	2953	41
Великомихайлівський	23	212	1368	23
Іванівський	23	214	1329	24
Ізмаїльський	26	260	2111	27
Кілійський	37	352	2480	38
Кодимський	17	164	1292	16
Комінтернівський	48	449	3152	50
Котовський	21	194	1291	20
Красноокнянський	19	175	1082	18
Любашівський	23	211	1379	23
Миколаївський	15	142	894	15
Овідіопольський	54	478	3050	64
Роздільнянський	29	293	2372	29
Ренійський	20	208	1565	22
Савранський	16	147	988	16
Саратський	41	363	2194	40
Тарутинський	29	277	1948	29
Татарбунарський	25	235	1711	28
Фрунзівський	13	118	832	14
Ширяївський	25	224	1339	26

* - без урахування викидів по місту Одеса

Картування Одеської області за окремими інгредієнтами представлено на рис. 5.-8.

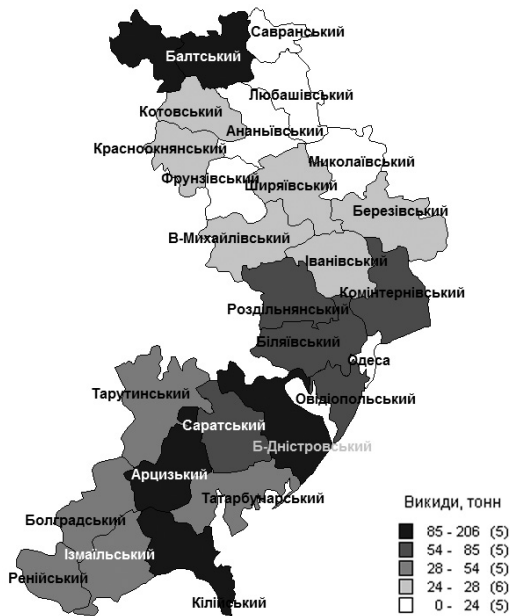


Рис. 5 - Викиди SO_2 в атмосферне повітря від пересувних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.

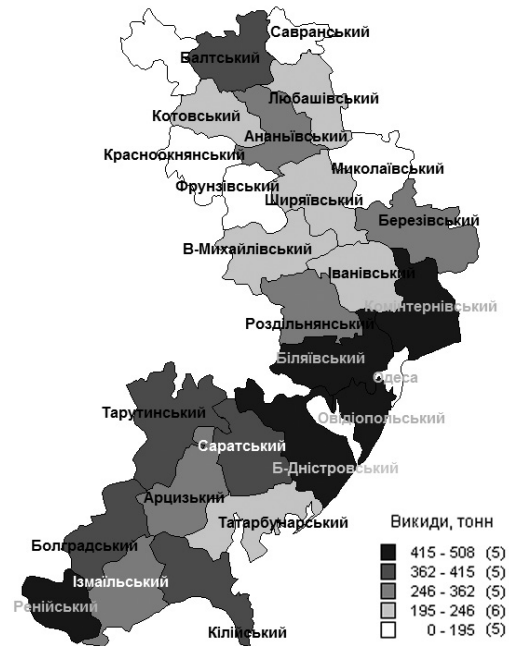


Рис. 6 - Викиди NO_2 в атмосферне повітря від пересувних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.

Із наведеного картографічного матеріалу складно сформуванати загальне уявлення про стан атмосферного басейну, оскільки розподіл техногенного навантаження за різними інгредієнтами досить різниться. Виникає необхідність застосування підходу, що дозволить одночасно врахувати вплив всіх інгредієнтів. В якості такого підходу зручно використати алгоритм кластерного аналізу, наведений вище.

Результати реалізації алгоритму кластерного аналізу представлені на рис. 9. Для наочного зображення послідовності ранжування процес кластеризації можна представити у вигляді дендрограми (рис. 10).

За результатами кластерного аналізу, до найбільш забруднених віднесені Овідіопольський і Ренійський райони Одеської області, що, насамперед, обумовлено відносно високим внеском автотранспорту. Окрім того, на території Овідіопольського району [11] функціонує 21 промислове підприємство. Також в районі розвинені виробництво будівельних матеріалів і машинобудівна галузь.

Висновки. Використаний підхід надає можливість сформуванати детальне уявлення про стан довкілля Одеської області, зокрема про рівень техногенного навантаження на атмосферне повітря. В свою чергу, поєднання інформації у єдиний банк даних є важливим етапом для подальшої розробки системи підтримки та прийняття рішень, функцією якої є виявлення територій, що потребують концентрації зусиль на зниження загального рівня техногенного навантаження і надання рекомендацій до впровадження відповідних превентивних заходів. [12].

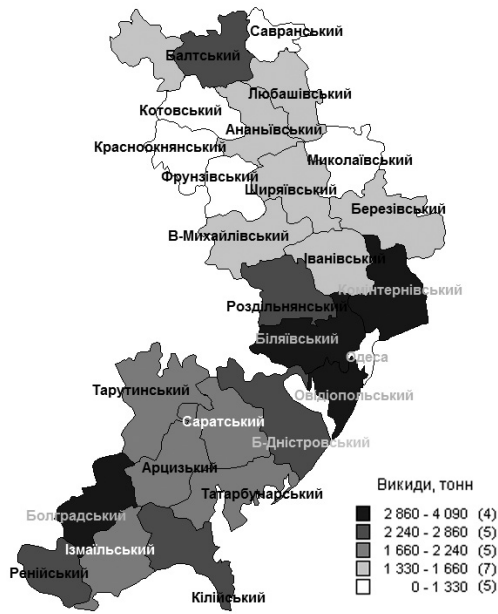


Рис. 7 - Викиди CO в атмосферне повітря від пересувних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.

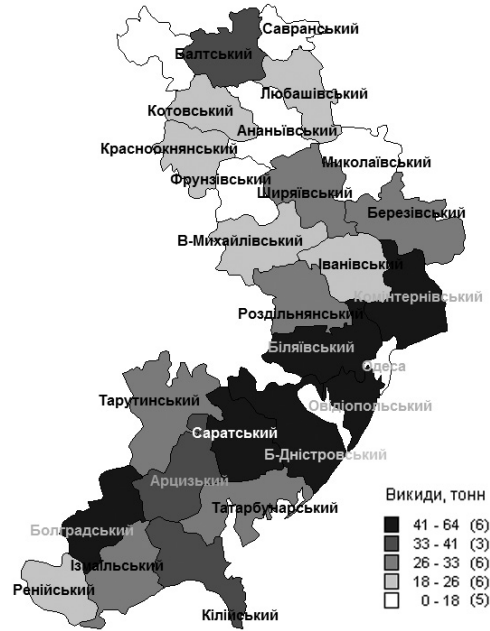


Рис. 8 - Викиди сажі в атмосферне повітря від пересувних джерел забруднення по районах Одеської області у 2010 р.



Рис. 9 - Карта районування території Одеської області за рівнем техногенного навантаження на атмосферне повітря (2010р.)

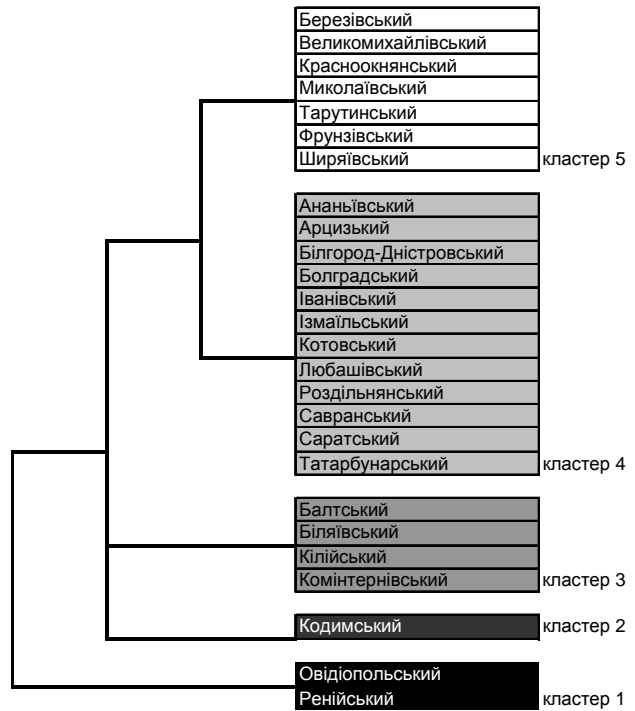


Рис. 10 - Результати диференціації районів Одеської області за рівнем техногенного навантаження на атмосферне повітря (2010р.)

Список літератури

1. *Баканов А.И.* Теоретические основы экологического районирования водохранилищ // Водные ресурсы. - 1997. - Т. 24, № 3. - С. 336-343
2. *Янковська Л.В.* Еколого-географічне районування обласного регіону (на матеріалах Тернопільської області) // Автореф. дис. канд. геогр. наук. – Чернівці, 2004. – 20 с.
3. *Мовчан И.Б., Яковлева А.А., Кузнецов В.С.* Экологическое районирование территории мегаполиса по результатам геохимической съемки и факторного анализа // Горный информационный аналитический бюллетень МГГУ – М., 2011. – С. 125-129.
4. *Шевченко О.Г.* Оцінка та прогнозування сучасного стану забруднення атмосферного повітря у м.Києві // : Автореф. дис. канд. геогр. наук. - К., 2009. - 20с.
5. Статистичний щорічник Одеської області за 2010р. / За редакцією Т.В. Копилової. Головне управління статистики Одеської області. - Одеса, 2011. - 540 с.
6. Державна служба статистики України URL: <http://www.ukrstat.gov.ua/>
7. *Школьний Є.П., Лосєва І.Д., Гончарова Л.Д.* Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. - К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
8. *Ланский А.Е., Броневиц А.Г.* Математические методы распознавания образов: Курс лекций. – Таганрог: Изд-во ТТИ ЮФУ, 2009. – 155 с.
9. MapInfo Professional User Guide - Stamford: Pitney Bowes MapInfo Corporation, 2007. - 568 p.
10. Причорноморський екологічний бюлетень №3 (29). Науково-практичний журнал. / Ред. Примак В.О. - Одеса, 2008. - 188 с.
11. Профіль Одеської агломерації. Матеріали до Стратегічного плану економічного розвитку. - Одеса, 2010. - 107 с.
12. Статистичний аналіз якості атмосферного повітря України. Науковий вісник НЛТУ України.- Вип. 20.9. - Львів, 2010. - С. 83-88.

Ранжирование территории Одесской области по уровню техногенной нагрузки на воздушный бассейн. Волков А.И.

Предложен комплексный подход к ранжированию территории Одесской области по уровню техногенной нагрузки на воздушный бассейн. Выполнено зонирование региона с использованием кластерного анализа в соответствии с выбросами загрязняющих веществ. Выделены районы Одесской области, характеризующиеся наиболее высоким уровнем техногенной нагрузки на атмосферный воздух, создан соответствующий картографический материал.

Ключевые слова: *загрязнения атмосферного воздуха, кластерный анализ, геоинформационные системы, цифровое картографирование.*

Ranking of Odessa Region districts by technogenic load on the air. Volkov A.I.

The author develops a comprehensive approach to ranking Odessa region districts by anthropogenic load on their air. Odessa region is zoned as per emissions of air pollutants. Odessa Region districts are ranked to reveal those with the highest air pollution. All results are illustrated as digital maps.

Key words: *air pollution, cluster analysis, geographical informational systems, digital mapping.*

УЧЕТ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ ВОД ПРИ ОЦЕНКЕ ИХ КАЧЕСТВА ПО САНИТАРНЫМ НОРМАМ НА ПРИМЕРЕ Р.ДНЕСТР – Г.БЕЛЯЕВКА

В статье выполнен обзор методик оценки качества вод и анализ временной изменчивости показателей качества вод. На основе этого показана неправомерность использования средних значений рядов наблюдений при оценке качества вод для конкретных нужд, в особенности для централизованного водоснабжения. Предлагается при оценке качества вод использовать значения показателей с обеспеченностью 10%.

Ключевые слова: оценка качества вод, хозяйственно-питьевые и коммунально-бытовые нужды, безопасность населения, среднее значение ряда, обеспеченность значения показателя.

Введение. Достоверная оценка качества вод для нужд населения является актуальной задачей в условиях постоянно возрастающего антропогенного воздействия и связанного с ним значительного (а в ряде случаев катастрофического) ухудшения состава и свойств природных вод. В наибольшей степени это присуще поверхностным водам.

В санитарных нормах, предназначенных для обеспечения безопасности населения при водопользовании, оценка качества вод выполняется методом детального анализа, который заключается в сопоставлении значения каждого показателя с его нормативом. На основе этого делается заключение о соответствии или несоответствии качества вод требованиям водопользования.

В настоящее время все больше появляется методик классификации качества вод для различных нужд по комплексным индексам (например, ДСТУ 4808:2007), при расчете которых выполняется обобщение по всем показателям качества вод. При этом информация по каждому отдельному показателю теряется. Такой подход может быть использован при решении многих научных задач, однако в случаях, когда речь идет о практическом водопользовании, о безопасности людей, его применять нельзя.

Кроме того, оценка состояния какого-либо водного объекта в соответствии с отечественными нормами выполняется по осредненным за некоторый период значениям показателей качества вод (за исключением оперативного контроля). В этом случае при значении показателя, равном ПДК, примерно в течение половины периода осреднения вода не будет соответствовать требованиям норм, что нельзя считать приемлемым.

Целью настоящей статьи является сопоставление оценки качества вод по разным методикам с учетом опыта стран ЕС и обоснование рекомендации по их совершенствованию на примере участка р.Днестр-г.Беляевка.

Материалы и методы исследования.

Санитарные нормы [1] используют при оценке качества вод для хозяйственно-питьевых и коммунально-бытовых нужд.

К хозяйственно-питьевому относится использование водных объектов как источников централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения, а также для водоснабжения предприятий пищевой промышленности.

К коммунально-бытовому относится использование водных объектов для купания, занятий спортом и отдыха населения.

В соответствии с отечественными нормами оценка качества вод в водных объектах (далее вод) за некоторый период времени выполняется в два этапа. Сначала по результатам наблюдений за рассматриваемый период времени для каждого показателя находят среднее значение (реже рассчитывают фоновое значение). Потом,

используя метод детального анализа, делается вывод о пригодности или не пригодности вод для рассматриваемых потребностей.

Последовательность оценки качества вод этим методом следующая [2].

1. Для каждого показателя качества вод выписывается лимитирующий признак вредности (ЛПВ), если он есть, норматив (ПДК) и класс опасности.

2. Все показатели качества вод распределяются на две части: первая – показатели без эффекта суммации; вторая – с эффектом суммации.

В соответствии с санитарными нормами [1] эффектом суммации обладают показатели с одинаковым ЛПВ 1 и 2 классов опасности.

3. В первой части значение каждого показателя в отдельности должно быть не больше норматива (кроме растворенного O_2)

$$C_i \leq ПДК_i. \quad (1)$$

где C_i – среднее значение i -ого показателя (концентрация вещества);

$ПДК_i$ – норматив i -ого показателя (предельно допустимая концентрация).

4. Показатели второй части объединяют в группы суммации. Для каждой группы рассчитывается групповой показатель ψ , его значение должно быть не больше единицы:

$$\psi = \sum_1^n (C_i / ПДК_i) \leq 1, \quad (2)$$

где n – количество показателей (веществ) в группе суммации.

Показатели в группах суммации нельзя рассматривать отдельно и сравнивать их значения с соответствующими нормативами. Часто значение каждого конкретного показателя не больше норматива, но при этом содержание в воде веществ всей группы превышает установленное требование (2).

5. Оценка качества вод двухбалльная: если хотя бы один из показателей превышает норматив, то считается, что вода грязная (не отвечает требованиям норм); в противном случае – чистая (соответствует нормам).

Точно в такой же последовательности выполняется контроль качества водопроводной воды по ДСанПиН 2.2.4–400–10 [3]. Отличие состоит лишь в том, что при оперативном контроле качества воды используются результаты разовых отборов проб.

Многобалльные оценки при гигиенической классификации водных объектов по степени загрязнения в приложении 3 к СанПиН 4630-88 [1] и при классификации источников централизованного водоснабжения в ГОСТ 2761-84 [4] тоже построены на детальном анализе показателей качества вод. Класс водному объекту присваивается по «наихудшему» показателю.

В отличие от действовавшего ранее документа [4] в ДСТУ 4808:2007 [5] классификация источников централизованного водоснабжения выполняется по комплексному индексу. Этот индекс рассчитывается по семи блокам показателей путем двойного осреднения данных: сначала внутри каждого из семи блоков; потом между блоками. Схема расчета индекса полностью соответствует методике экологической оценки качества вод [6] со всеми ее недостатками, изложенными в работе [7].

Принципиальными недостатками являются: отсутствие учета эффекта суммарного действия веществ, независимость максимального индекса по показателю от кратности превышения ПДК и двойное осреднение индексов по показателям. В совокупности эти недостатки приводят к тому, что оценка не отражает действительное

состояние водного объекта и для классификации источников централизованного водоснабжения ее использовать нельзя.

Оценка качества вод для нужд населения, в лечебных целях, в промышленности и в сельском хозяйстве по каким-либо комплексным индексам недопустима из-за того, что при обобщении теряется информация по отдельным показателям. Вода с характеристикой «чистая» или «хорошая» может оказаться непригодной для рассматриваемых нужд по одному весьма важному показателю. Например: запах или вкус для питья, коли-индекс или возбудители инфекционных заболеваний для купания, минерализация для полива, жесткость для систем охлаждения, промышленная добыча таких элементов как *J*, *Br* и *B* возможна, когда содержание в воде именно этих элементов соответствует промышленным нормам. Обобщение по многим показателям в данных случаях бессмысленно.

Оценка качества вод при помощи комплексных индексов допустима в научных целях, например, когда необходимо проследить тенденцию изменения состояния водных объектов при пространственно-временных обобщениях. При любом же практическом использовании вод незаменимым является метод детального анализа.

Однако при реализации этого метода очень важным является ответ на вопрос: «Какие значения показателей качества вод необходимо использовать при анализе (средние значения показателей качества вод за некоторый период (за год, за наилучший сезон) или результаты разовых отборов проб)?».

Рассмотрим нормы стран ЕС. Качество вод считается, соответствующим нормам питьевого водопользования, если [8]:

в 95% проб показатели не превышают *обязательные* нормативы (соответствуют нашим ориентировочно безопасным уровням воздействия);

в 90% проб показатели не превышают *оптимальные* нормативы (соответствуют нашим ПДК);

в 5 и 10% проб, которые не соответствуют нормативам, отсутствуют отклонения от установленных нормативов более чем на 50%, кроме рН, растворенного кислорода и микробиологических показателей;

отсутствует угроза здоровью населения;

отсутствуют отклонения от нормативов в последовательно отобранных одна за другой пробах.

Видно, что в странах ЕС наряду со значением показателя нормируется также суммарная продолжительность интервалов времени загрязненного стока за рассматриваемый период (не более 5 или 10% рассматриваемого периода), наибольшая продолжительность этих интервалов времени и соотношение значения показателя с его нормативом.

В отечественных нормах об этом не упоминается. Более того, использование среднего значения показателя при оценке качества вод приводит к тому, что при совпадении значения показателя с его нормативом суммарная продолжительность интервалов загрязненной воды составляет примерно половину периода осреднения.

Результаты исследований и их анализ.

По результатам ежемесячных наблюдений за период 01.2001–02.2009 г.г. (табл. 1) р.Днестр–г.Беляевка выполним оценку качества вод для хозяйственно-питьевых нужд в соответствии с последовательностью, изложенной выше.

В табл. 1 приведены средние значения показателей качества вод по календарным сезонам года и за весь период наблюдений.

В табл. 2 выполнена оценка качества вод по средним значениям показателей за весь период наблюдений, а в табл. 3 – по наихудшим значениям показателей за различные сезоны года.

Таблица 1 – Средние значения показателей по сезонам за весь период наблюдений

№ п/п	Показатель	Среднее значение показателя				
		зима	весна	лето	осень	весь период
1	рН	8,1	8,2	8,0	8,1	8,1
2	Натрий	32,6	33,0	28,8	33,4	31,9
3	Аммиак (по азоту)	0,37	0,33	0,24	0,25	0,30
4	Нитриты (по азоту)	0,029	0,069	0,085	0,063	0,061
5	Нитраты (по азоту)	8,78	8,92	7,31	7,40	8,11
6	Сульфаты	80,8	83,4	65,1	72,4	75,5
7	Хлориды	40,3	41,1	33,9	35,4	37,7
8	Алюминий	0,030	0,057	0,072	0,054	0,053
9	Сухой остаток	421	422	341	383	392
10	Железо	0,224	0,475	0,561	0,459	0,425
11	Фториды	0,281	0,273	0,301	0,289	0,286
12	Медь	0,162	0,267	0,367	0,304	0,273
13	Цинк	0,005	0,007	0,005	0,005	0,005
14	Марганец	0,059	0,063	0,065	0,064	0,063
15	Молибден	0,0055	0,0057	0,0056	0,0055	0,0055
16	Мышьяк	0,0050	0,0049	0,0050	0,0050	0,0050
17	Свинец	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050
18	Растворенный кислород	11,8	10,4	6,8	8,4	9,4
19	БПК ₂₀	4,02	4,53	3,01	2,64	3,57
20	ХПК	24,0	26,6	24,7	24,6	24,9
21	ПАВ	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
22	Нефтепродукты	0,026	0,026	0,024	0,026	0,025
23	Коли-индекс	21660	7665	9119	18770	14380
24	ψ сан.-токс. группы	0,75	0,81	0,86	0,82	0,81

Примечание: В табл. 1 полужирным шрифтом выделены наихудшие из средних значений показателей качества вод по сезонам (C_{H_i}).

Таблица 2 – Оценка качества вод р.Днестр–г.Беляевка для хозяйственно-питьевых нужд по средним значениям показателей за весь период наблюдений (C_{CPi})

ЛПВ	Класс опасности	Показатель	Единица измерения	C_{CPi}	$ПДК_i$	$C_{CPi}/ПДК_i$	Прим.
–	–	рН	ед.	8,1	6,5-8,5	–	–
–	–	Сухой остаток	мг/дм ³	392	1000	–	–
–	–	Растворенный кислород	–	9,4	4,0	–	–
–	–	БПК ₂₀	–	3,6	3,0	–	нет
–	–	ХПК	–	24,9	15,0	–	нет
–	–	Коли-индекс	шт./дм ³	14380	10000	–	нет
с-г	3	Аммиак (по азоту)	мг/дм ³	0,30	2,0	–	–
с-г	3	Нитраты (по азоту)	–	8,1	45,0	–	–
орг.	4	Сульфаты	–	76	500	–	–
орг.	4	Хлориды	–	38	350	–	–
орг.	3	Железо	–	0,42	0,3	–	нет
орг.	3	Медь	–	0,27	1,0	–	–
орг.	3	Марганец	–	0,063	0,10	–	–
орг.	4	ПАВ	–	0,10	0,50	–	–
орг.	4	Нефтепродукты	–	0,025	0,30	–	–
общ.	3	Цинк	–	0,005	1,0	–	–

Продолжение табл. 2

с-г	2	Натрий	–"	31,9	200	0,160	–	
	2	Алюминий	–"	0,053	0,5	0,106		
	2	Молибден	–"	0,0055	0,25	0,022		
	2	Мышьяк	–"	0,0050	0,05	0,100		
	2	Свинец	–"	0,0050	0,030	0,167		
	2	Фториды	–"	0,286	1,2	0,238		
	2	Нитриты (по азоту)	–"	0,061	3,3	0,018		
						Σ	0,811	–

Таблица 3 – Оценка качества вод р.Днестр–г.Беляевка для хозяйственно-питьевых нужд по наихудшим за сезоны значениям показателей (C_{Hi})

ЛПВ	Класс опасности	Показатель	Единица измерения	C_{Hi}	$ПДК_i$	$C_{Hi}/ПДК_i$	Прим.	
–	–	рН	ед.	8,2	6,5-8,5	–	–	
–	–	Сухой остаток	мг/дм ³	422	1000	–	–	
–	–	Растворенный кислород	–"	6,8	4,0	–	–	
–	–	БПК ₂₀	–"	4,53	3,0	–	нет	
–	–	ХПК	–"	26,6	15,0	–	нет	
–	–	Коли-индекс	шт./дм ³	21660	10000	–	нет	
с-г	3	Аммиак (по азоту)	мг/дм ³	0,37	2,0	–	–	
с-г	3	Нитраты (по азоту)	–"	8,92	45,0	–	–	
орг.	4	Сульфаты	–"	83,4	500	–	–	
орг.	4	Хлориды	–"	41,1	350	–	–	
орг.	3	Железо	–"	0,56	0,3	–	нет	
орг.	3	Медь	–"	0,37	1,0	–	–	
орг.	3	Марганец	–"	0,065	0,10	–	–	
орг.	4	ПАВ	–"	0,10	0,50	–	–	
орг.	4	Нефтепродукты	–"	0,026	0,30	–	–	
общ.	3	Цинк	–"	0,007	1,0	–	–	
с-г	2	Натрий	–"	33,4	200	0,167	–	
	2	Алюминий	–"	0,072	0,5	0,144		
	2	Молибден	–"	0,0057	0,25	0,023		
	2	Мышьяк	–"	0,0050	0,05	0,100		
	2	Свинец	–"	0,0050	0,030	0,167		
	2	Фториды	–"	0,301	1,2	0,251		
	2	Нитриты (по азоту)	–"	0,085	3,3	0,026		
						Σ	0,878	–

По табл. 2 и 3 видно, что воды реки Днестр в районе г. Беляевка по средним (C_{CP}) и по наихудшим (C_H) за сезоны значениям показателей не соответствуют требованиям санитарных норм по содержанию органических соединений (БПК и ХПК), кишечных палочек (коли-индекс) и железа. Остальные показатели (в том числе группа суммации с санитарно-токсикологическим ЛПВ) в норме.

Использование C_H (табл. 3) вместо C_{CP} (табл. 2) не привело к изменению общего вывода о состоянии вод в связи с тем, что отклонение C_H от C_{CP} для большинства показателей невелико и только для 6-и показателей (нитриты, алюминий, железо, медь, цинк и коли-индекс) оно составило 30–50%.

Рассмотрим теперь качество вод р. Днестр, с позиций норм стран ЕС. На рис. 1 (а, б и в) видно, что при совпадении C_{CP} с нормативом (допустимо по отечественным нормам) примерно в 50% случаев значения показателя превышают норматив.

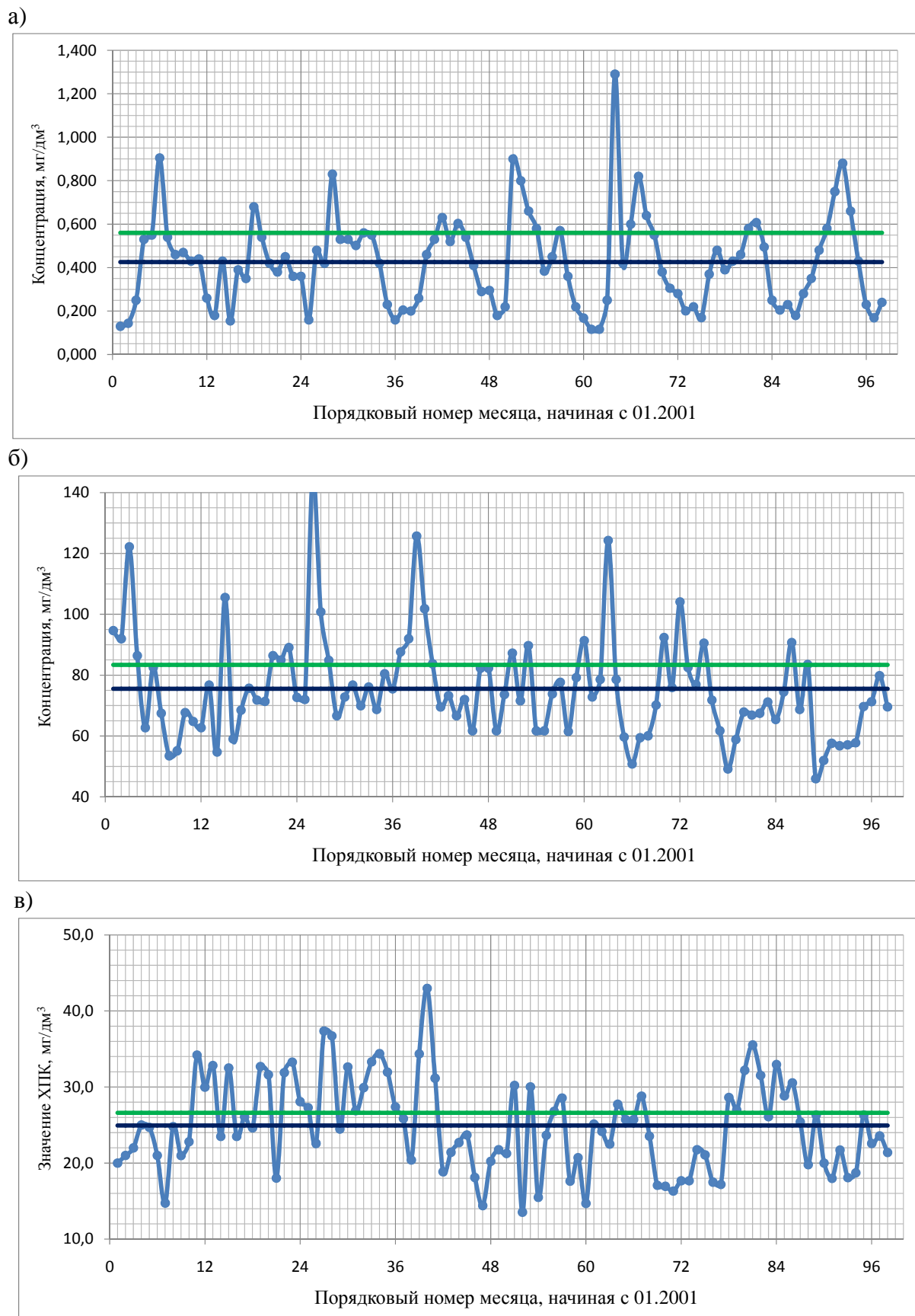


Рис. 1 – Хронологический ход значений концентрации железа (а), сульфатов (б) и ХПК (в): верхняя горизонтальная линия – C_H ; нижняя – C_{CP} .

Использование C_H вместо C_{CP} существенно не изменяет ситуацию: количество превышений снижается до 20–35% (напомним: по нормам стран ЕС допустимо 5–10%). Причем превышения в пределах 20% наблюдаются только у 6-и упомянутых ранее показателей из 23.

Из выполненного анализа видно, что при оценке качества вод необходимо использовать не среднее значение ряда наблюдений, а некоторую другую характеристику. Данная характеристика должна численно задавать показатель для возможности его сопоставления с нормативом и одновременно с этим контролировать частоту превышения норматива (суммарную продолжительность периодов загрязненной воды).

Такой характеристикой служит значение показателя с некоторой обеспеченностью. Учитывая опыт стран ЕС [8], можно принять значение с 10%-ной обеспеченностью (10%-ной вероятностью превышения). Строго говоря, выбор этой обеспеченности необходимо выполнять на основе технико-экономического обоснования.

В табл. 4 приведены значения показателей с 10%-ной обеспеченностью (C_{10i}) при разных законах распределения. По таблице видно, что при распределениях Стьюдента, логнормальном и нормальном значения C_{10i} отличаются незначительно. Однако в данном случае с практической точки зрения более удобной является оценка C_{10i} как правой (для растворенного кислорода левой) границы 80%-го доверительного интервала эмпирических значений показателей по критерию Стьюдента, поскольку он легко определяется и зависит от количества членов ряда (числа степеней свободы).

Таблица 4 – Значения показателей с обеспеченностью 10%

№ п/п	Показатель	C_{10i} при распределении				
		Стьюдента	логнорм.	нормальн.	экспоненц.	Вейбулла
1	рН	8,3	8,3	8,3	18,6	11,7
2	Натрий	43,8	44,5	43,7	73,6	46,1
3	Аммиак (по азоту)	0,478	0,457	0,477	0,69	0,43
4	Нитриты (по азоту)	0,114	0,129	0,114	0,141	0,088
5	Нитраты (по азоту)	10,6	10,7	10,6	18,7	11,7
6	Сульфаты	97,3	96,4	97,2	173,9	109
7	Хлориды	47,1	47,3	47,1	86,9	54,4
8	Алюминий	0,096	0,100	0,096	0,121	0,076
9	Сухой остаток	469	470	469	903	565,5
10	Железо	0,697	0,731	0,696	0,980	0,613
11	Фториды	0,441	0,436	0,440	0,659	0,412
12	Медь	0,507	0,572	0,506	0,628	0,393
13	Цинк	0,011	0,0069	0,0113	0,013	0,0079
14	Марганец	0,146	0,145	0,146	0,144	0,0902
15	Молибден	0,0064	0,0064	0,0064	0,0128	0,0080
16	Мышьяк	0,0052	0,0052	0,0052	0,0115	0,0072
17	Свинец	0,0051	0,0051	0,0051	0,0115	0,0072
18	Растворенный кислород	6,53	6,70	6,55	0,99	3,51
19	БПК ₂₀	5,05	5,09	5,04	8,22	5,15
20	ХПК	32,8	33,2	32,7	57,4	36,0
21	ПАВ	0,100	0,100	0,100	0,230	0,144
22	Нефтепродукты	0,058	0,047	0,057	0,058	0,036
23	Коли-индекс	32332	29867	32210	33110	20734

В табл. 5 приведена оценка качества вод р.Днестр–г.Беляевка по C_{10i} , по которой видно, что в рассматриваемом случае качество вод не соответствует требованиям норм

еще по двум показателям: марганец и группа суммации с санитарно-токсикологическим ЛПВ.

Таблица 5 – Оценка качества вод р.Днестр–г.Беляевка для хозяйственно-питьевых нужд по значениям показателей с 10% обеспеченностью (C_{10i})

ЛПВ	Класс опасности	Показатель	Единица измерения	C_{10i}	$ПДК_i$	$C_{Pi}/ПДК_i$	Прим.
-	-	рН	ед.	8,3	6,5-8,5	-	-
-	-	Сухой остаток	мг/дм ³	469	1000	-	-
-	-	Растворенный кислород	"	12,3	4,0	-	-
-	-	БПК ₂₀	"	5,05	3,0	-	нет
-	-	ХПК	"	32,8	15,0	-	нет
-	-	Коли-индекс	шт./дм ³	32000	10000	-	нет
с-г	3	Аммиак (по азоту)	мг/дм ³	0,48	2,0	-	-
с-г	3	Нитраты (по азоту)	"	10,6	45,0	-	-
орг.	4	Сульфаты	"	97,3	500	-	-
орг.	4	Хлориды	"	47,1	350	-	-
орг.	3	Железо	"	0,70	0,3	-	нет
орг.	3	Медь	"	0,51	1,0	-	-
орг.	3	Марганец	"	0,15	0,10	-	нет
орг.	4	ПАВ	"	0,10	0,50	-	-
орг.	4	Нефтепродукты	"	0,058	0,30	-	-
общ.	3	Цинк	"	0,011	1,0	-	-
с-г	2	Натрий	"	43,8	200	0,219	нет
	2	Алюминий	"	0,096	0,5	0,192	
	2	Молибден	"	0,0064	0,25	0,026	
	2	Мышьяк	"	0,0052	0,05	0,104	
	2	Свинец	"	0,0051	0,030	0,170	
	2	Фториды	"	0,44	1,2	0,367	
	2	Нитриты (по азоту)	"	0,114	3,3	0,035	
Σ						1,113	



Рис. 2 – Хронологический график ход значений показателя ψ для санитарно-токсикологической группы веществ

На рис. 2 приведен хронологический график хода значений показателя ψ , характеризующего содержание веществ санитарно-токсикологической группы

суммации. На нем нижняя горизонтальная линия соответствует значению ψ равному 0,81 (табл. 2), средняя – нормативу (1,00) и верхняя – 1,11 (табл. 5).

На рис. 2 видно, что при использовании C_{CP} ($\psi=0,81$) или C_H ($\psi=0,88$) показатель содержания веществ санитарно-токсикологической группы суммации ψ не превышает 1,00. Но за весь период осреднения наблюдается 13 случаев превышения 1,00, что не является допустимым по нормам стран ЕС. Это подтверждается значением $\psi=1,11$, рассчитанным по C_{10i} (табл. 5).

Выводы.

1. Оценка качества вод по интегральному индексу ДСТУ 4808:2007, рассчитанному по средним значениям показателей, не отражает действительное состояние водного объекта. Для принятия обоснованных, ответственных решений и при классификации источников централизованного водоснабжения ее применять нельзя.

2. Существенным недостатком отечественных норм при оценке качества вод за некоторый период времени является осреднение значений показателей качества вод за этот период. Использование таких данных приводит к тому, что при совпадении среднего значения показателя с его нормативом суммарная продолжительность периодов загрязненных вод составляет примерно половину периода осреднения, что нельзя считать приемлемым.

3. В нормах стран ЕС оценка качества вод выполняется по результатам разовых наблюдений. Наряду со значением показателя нормируется также:

суммарная продолжительность периодов загрязнения вод за рассматриваемый период времени (не более 5 – 10%);

продолжительность отдельных периодов загрязнения вод (не должно быть превышений норматива в подряд отобранных пробах одна за другой);

соотношение значения показателя с его нормативом (превышение норматива не более чем в 1,5 раза).

В отечественных нормах подобные требования отсутствуют.

4. Устранение недостатка отечественных норм при оценке качества вод возможно путем использования значений показателей с обеспеченностью (вероятностью превышения) $F\%$. Опираясь на опыт стран ЕС эту обеспеченность можно принять на уровне 10%. Тогда при совпадении значения показателя C_{10} с нормативом, суммарная продолжительность периодов загрязненных вод будет составлять не более 10%.

5. Наиболее простым и в достаточной мере точным будет расчет C_{10} как правой границы 80%-го доверительного интервала по критерию Стьюдента.

Оценка качества вод р.Днестр–г.Беляевка по C_{10} показала. Что наряду с прежними показателями, превышающими нормативы (БПК, ХПК, железо и коли-индекс), добавляются марганец и санитарно-токсикологическая группа вещества с эффектом суммации. Такая оценка соответствует нормам стран ЕС.

6. Дальнейшие исследования необходимо вести в направлении технико-экономического обоснования обеспеченности значений показателей качества вод и анализа законов их распределения.

Список литературы

1. СанПиН – 4630–88. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения. – М.: Минздрав СССР, 1988. – 59 с.

2. *Оцінка якості природних вод: Навчальний посібник* / С.М.Юрасов, Т.А.Сафранов, А.В.Чугай. – Одеса: Екологія, 2012. – 168 с.
3. *ДСанПіН 2.2.4–400–10. Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною.* – К.: МОЗ України, 2010. – 46 с.
4. *ГОСТ 2761–84. Источники хозяйственно–питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора.* – М.: Изд-во стандартов, 1985. – 12 с.
5. *ДСТУ 4808:2007 – Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні і екологічні вимоги щодо якості води та правила вибирання.* – К.: Держспоживстандарт України, 2007. – 36 с.
6. *Методика екологічної оцінки якості вод за відповідними категоріями* / В.Д.Романенко, В.М.Жукинський, О.П.Оксіюк та ін. – К.: Символ – Т, 1998. – 28 с.
7. *Юрасов С.Н., Кур'янова С.О., Юрасов Н.С. Комплексна оцінка якості вод за різними методиками та шляхи її вдосконалення // Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко.* – Одеса: «ТЕС», 2009. – № 5 – с. 42-53.
8. *Матеріали семінару «Основи природоохоронного законодавства України та Європейського співтовариства: водні ресурси».* – К.: Державний інститут підвищення кваліфікації та перепідготовки кадрів Мінекобезпеки України, 1997. – 71 с.

Облік часової мінливості складу і властивостей вод при оцінці їх якості за санітарними нормами на прикладі р.Дністер - м.Біляївка. Юрасов С.М., Алексеєнко О.А.

У статті здійснено огляд методик оцінки якості вод і аналіз часової мінливості показників якості вод. На основі цього показана неправомірність використання середніх значень рядків спостережень при оцінці якості вод для конкретних потреб, особливо для централізованого водопостачання. Пропонується при оцінці якості вод використовувати значення показників з забезпеченістю 10%.

Ключові слова: оцінка якості вод, господарсько-питні та комунально-побутові потреби, безпеку людей, середнє значення ряду, забезпеченість значення показника.

Accounting of temporary changeability of the composition and properties of waters in the assessment of their quality according to the sanitary norms by the example of r.Dniester-s.Beliaevka.

S. Urasov, E. Alyeksyeyenko

In the article review of waters quality evaluation methods and analysis of temporary changeability of waters quality figures are made. Illegality of using the mean values of monitoring series for evaluation of waters quality for specific needs, in particular for centralized water consumption is shown. For evaluation of waters quality it is suggested to use the values of figures with 10 provision.

Key words: waters quality evaluation, household and domestic needs, people's safety, mean value of the series, provision of figure value.

УДК 556.54

А.И.Черой¹, к.г.н., О.А. Дьяков², к.г.н., Е.И. Жмуд³, к.б.н., В.Ю. Приходько⁴, к.г.н.

¹Дунайская гидрометеорологическая обсерватория

²Мелитопольский государственный педагогический университет

³Дунайский биосферный заповедник

⁴Одесский государственный экологический университет

КОМПЛЕКСНЫЕ ОБСЛЕДОВАНИЯ МОРСКОГО КРАЯ КИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ ДУНАЯ В 2011-2012 ГГ.

Представлены результаты наблюдений за динамикой морского края дельты Дуная за 2011-2012 гг.: описаны основные тенденции изменения отдельных участков с учётом факторов их формирования. Приведены результаты наблюдений за засорением территории морского края дельты Дуная пластмассовыми отходами на отдельных участках, а также ботанические исследования.

Ключевые слова: динамика морского края, дельта Дуная, экополигон, виды растений.

Введение. Морской край дельты Дуная (МКД) и ее устьевое взморье является участками, которые подвержены интенсивным изменениям. К природным факторам, которые формируют МКД, относятся: вынесение рекой наносов, течения и связанный с ними перенос морских наносов, а также деформации, вызванные морским волнением. В зависимости от соотношения величин речных и морских факторов фронтальные участки дельты нарастают, разрушаются или находятся в относительно стабильном состоянии [1]. Современные динамические процессы на морском крае определены снижением твердого стока р. Дунай, перераспределением стока между Тульчинским и Килийским рукавом, а также повышением уровня Черного моря.

Устойчивая многолетняя тенденция состоит в постоянном увеличении доли стока Тульчинского рукава и соответствующем уменьшении доли стока рукава Килийского. В настоящее время доля стока Килийского рукава впервые за последние 150 лет стала меньше половины среднего стока Дуная в вершине дельты. Основной причиной дальнейшего уменьшения доли стока Килийского рукава являются последствия крупных гидротехнических работ по спрямлению излучин Георгиевского рукава. Эти работы, в результате которых длина Георгиевского рукава сократилась на 30%, были завершены румынской стороной в 1992 г., т.е. почти 20 лет тому назад, однако их очевидное трансграничное влияние сохраняется и в настоящее время. Продолжается перераспределение стока и в Килийской (морской) дельте. В последние годы наиболее интенсивно сократился сток Очаковского рукава, что было вызвано снижением водности Килийского рукава и прекращением углубления рукава Прорва и его Соединительного канала (2007 г.). Старостамбульский рукав в истоке остается относительно стабильным.

Повышение уровня воды в Черном море, которое продолжается и в настоящее время – факт, давно и хорошо известный. Многолетние положительные тренды уровней воды наблюдаются как на черноморском побережье Украины, так и на побережье Румынии. Анализ данных о среднегодовых уровнях воды в дельте Дуная за 1984-2008 гг. показывает, что на постах Сулина, Констанца (Румыния), Прорва и Вилково (Украина) имеются явно выраженные положительные тренды, а интенсивность подъема уровней составляет от 5 до 8 мм в год [1, 2].

МКД – это уникальный биологический объект, где вновь образованные аккумулятивные формы рельефа покрываются пионерной растительностью. По мере удаления от береговой линии можно проследить эволюцию растительного мира, тесно связанную с формированием рельефа местности. Помимо естественных биологических

продуктов морской прибой и ветер выносят на побережье различные отходы, представленные, в основном, полимерами (пластиковые бутылки, пенопласт, целлофан и пр.). Существенная активизация поступления пластиковых отходов на МКД произошла в середине 90-х годов XX в.

Анализ последних исследований и публикаций. В виду своей уникальности МКД и отдельные его участки становятся объектами проведения геодезических, ландшафтных, экологических, гидрологических, гидробиологических и других географических исследований. Среди научных исследований, посвящённых динамике изменения основных форм рельефа на территории МКД необходимо выделить работы В.Н. Михайлова [2], Ю.Д. Шуйского [3], А.И. Чероя [1, 4-6]. Уникальное разнообразие растительных видов становится объектом ботанических исследований, в частности, на территории Дунайского биосферного заповедника [7, 8]. Такие исследования являются необходимыми при организации природоохранной деятельности на территории заповедника. Тем не менее, интересным представляется описание растительных видов, которые появляются в условиях интенсивных изменений абиотических факторов на территории МКД. Уникальными в своём роде являются исследования по оценке засорения территории МКД отходами. Таким образом, **целью представленных исследований** является определение и анализ современных тенденций изменения морского края Килийской дельты Дуная (на основе морфологических наблюдений), оценка засорения отходами и описание растительности на территории МКД.

Материалы и методы исследований. Для наблюдений за динамикой Килийской дельты, Дунайская гидрометеорологическая обсерватория (ГМО) установила репера и назначила азимуты постоянных промерных профилей. С 70-х годов XX в., практически ежегодно в летнее время проводятся измерения на МКД: геодезические съёмки, промерные работы, а также, при необходимости, установка новых реперов.

В рамках международного проекта «Формирование потенциала для системы наблюдения и оценки Черноморского бассейна с целью поддержки устойчивого развития» (EnviroGRIDS Black Sea Catchment), 2009-2013 гг., с целью расширения возможностей местного сотрудничества между партнерами проекта – Дунайской ГМО и Мелитопольским педагогическим университетом был подписан договор о сотрудничестве. Договор, в том числе, предусматривал проведение совместных комплексных экспедиций в дельте Дуная. В 2011-2012 гг. Дунайской ГМО были проведены гидролого-экологические экспедиции при участии авторов. В рамках данных экспедиций продолжены наблюдения за динамикой морского края, назначены площадки для проведения экологических исследований (экополигоны) и произведена их пространственная привязка, выполнена инвентаризация отходов на экополигонах, а также их ботаническое описание.

Работы по проведению комплексных экологических наблюдений включали в себя:

1. Исследования динамики морского края (геодезические наблюдения на промерных профилях, промеры взморья). Положения промерных профилей определялись с помощью установленных реперов и оптического теодолита, в некоторых случаях применялся GPS прибор геодезического класса (Trimble R3). Нивелировка выполнена оптическим нивелиром, промеры глубин у берега произведены вброд с помощью наметки, а до 5-ти метровой изобаты – эхолотом. Расстояние на суше определено мерной лентой, в море GPS прибором. При сравнении промерных профилей предыдущих лет все высоты приведены к единой системе (выполнена срезка). Положение Птичьей косы определено с помощью засечек характерных точек уреза – GPS прибором.

2. Инвентаризацию агентов антропогенного происхождения на закрепленных участках – учет, маркировка, описание пластика и прочих агентов.

Площадка наблюдений за засорением (экополигон) обозначена репером и урезом моря. Левый и правый край участка удалены от профиля наблюдений на 20 м и параллельны ему. Для разбивки площадок применялся теодолит и мерная лента.

3. Ботаническое описание профилей и экополигонов (видовой состав, проективное покрытие растительности и возраст растений).

Методы исследований: геодезические, гидролого-статистические методы, графические методы анализа, методы ботанического описания. Выполнен анализ промерных профилей, географических карт, космических снимков.

Результаты исследований и их анализ.

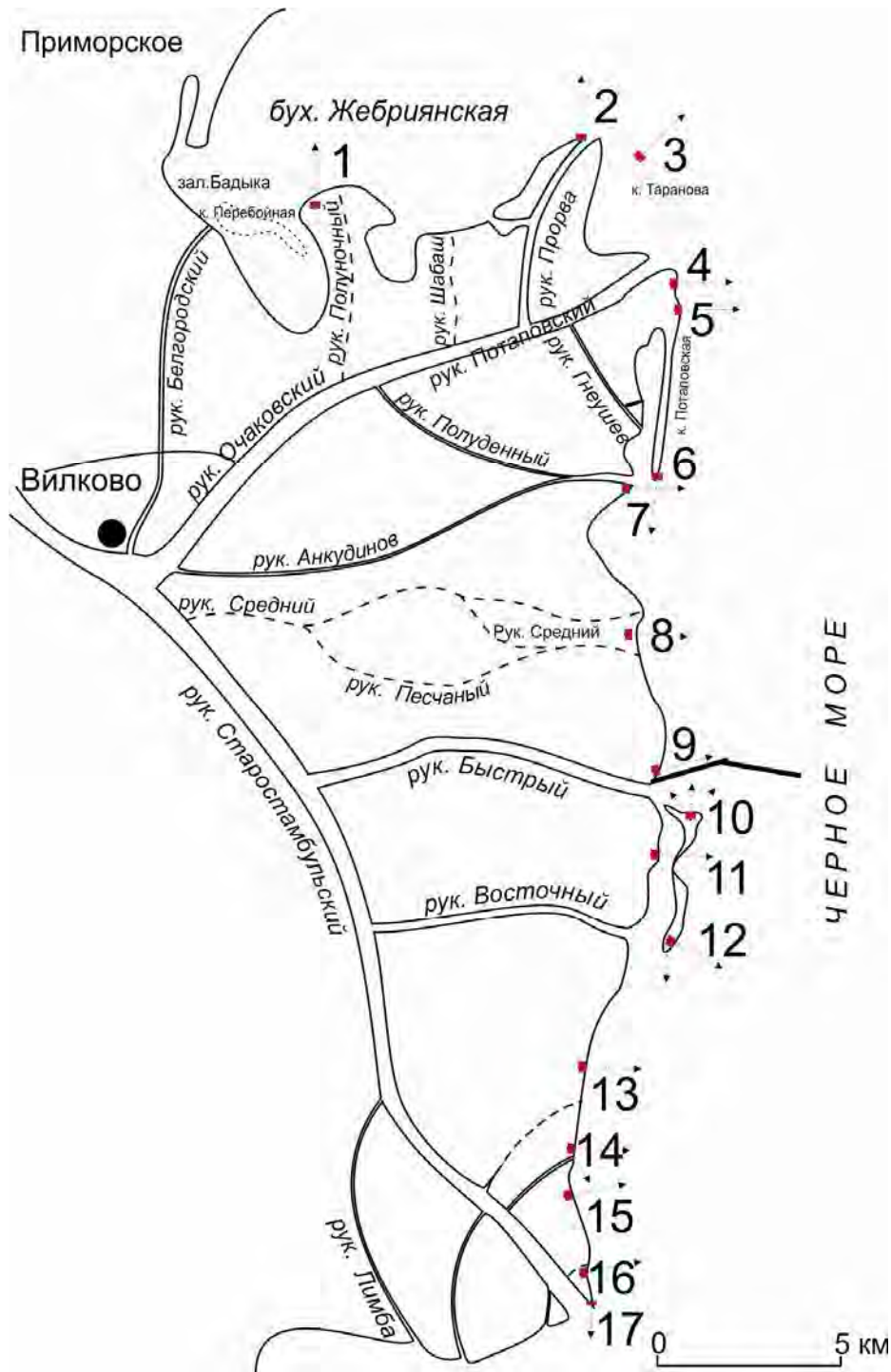
Морфологические исследования. Обобщенные результаты предыдущих исследований динамики морского края Килийской дельты Дуная представлены в монографии «Гидрология дельты Дуная», вышедшей в 2004 г. [2]. Позже вышло еще несколько работ, посвященных этой теме [4-6] Ниже представляем новые результаты исследований полученных за последние годы.

Процессы нарастания и размыва морского края Килийской дельты за короткие промежутки времени (1-2 года) часто обратимы и очень изменчивы – после сильных штормов происходит изменение положения молодых аккумулятивных форм и их деформация. Определить корреляцию между изменениями рельефа и некоторыми гидрометеорологическими параметрами весьма сложно [4]. Трудность нахождения связей обусловлена довольно редкими измерениями морфологических показателей МКД, отсутствием измерений «до» и «после» явлений, определяющих резкие качественные изменения. Проводя измерения на МКД 1 раз в год, получаем интеграционный показатель изменений, определенный несколькими штормами, гидрографом, розой ветров конкретного года, повторяемостью сильного восточного ветра и т.д.

Необходимо выделять кратковременные, часто обратимые деформации морского края, определяемые в основном отдельным штормом, сильным ветром, ледовыми явлениями и долгосрочные изменения, обусловленные многолетней изменчивостью стока воды, изменением стока наносов реки, процессами перераспределения стока, штормовой активностью. В отдельную группу следует отнести изменения, вызванные прямым антропогенным воздействием на морской край: строительство дамб, шпор, углубление баров.

На основании экспедиционных обследований, проведенных в 2011-2012 гг., нами выделены следующие основные тенденции на основных участках МКД (рис. 1).

Берег Жебриянской бухты. От южной части дамбы лимана Сасык и до залива Бадык (Бадика) морской край представлен широкими в основном чистыми пляжами, местами поросшими лохом, томариксом и однолетней растительностью. Морской край здесь существенно изменяется: происходит образование кос, их смыкание с берегом, затем их размыв. Углубление и обмеление прибрежной зоны может происходить несколько раз в год. Морской край в течении года на некоторых участках смещается более чем на 50 м. Коса Перебойная (рис.1) в последние годы подвержена размыву и смещению в сторону берега. В районе устья рукава Полуночный берег состоит преимущественно из ракушки (мия), в нижних слоях наблюдается измельченная ракушка, за которой следуют черные илы. Ракушка накидывается морским прибоем на мелководные участки залива. Берег здесь размывается, о чем свидетельствует большое количество остатков травниковых корневищ на глубинах 40-60 см на удалении до 30 м от положения береговой черты.



Местоположение: 1. На левом берегу рук. Полуночный. 2. На левой косе рукава Прорва. 3. На Тарановой косе. 4. На правом берегу рук. Потаповского. 5. На севере Потаповской косы. 6. На Потаповской косе. 7. На правой косе рукава Полуденного. 8. На левом берегу рук. Среднего. 9. На левом берегу устья рукава Быстрый. 10. На севере косы Птичь. 11. Между устьями рукава Восточного и Быстрого. 12. На левом берегу рукава Восточного (на юге косы Птичь). 13. На левом берегу бывшего рукава Заводнинского. 14. На левом берегу рук. Цыганский. 15. На правой косе рук. Цыганский. 16. Между Цыганским и Старостамбульским. 17. На левой косе Старостамбульского рукава.

Рис. 1 – Карта-схема положения профилей и экополигонов на морском крае Килийской дельты Дуная.

Подвержены размыву и смещению на юг косы в районе залива Полуночный кут (Дурной кут), устья рукава Шабаш, западный берег острова Шабаш. Коса Таранова активно перестраивается, имеет несколько проранов по своей длине. На космических снимках 2006 г. затопленный неподвижный катер находился внутри залива (между о. Прорвин и Тарановой косой), а в 2012 г. он уже удален в море на 25 м.

Участок между устьями рукавов Потаповский и Полуденный. Размыв берега наблюдается в устье Потаповского рукава [2], за 2010-2011 гг. берег, по профилю наблюдений, был размыв на 55 м. Репер был уничтожен, и расстояние было определено по засечке GPS прибора. Новый репер установлен в 2011 г. южнее устья Потаповского рукава в 27 м от берега. В 2012 г. расстояние от уреза моря до репера составило уже 7 м.

Продукты сильного размыва устьевого бара Потаповского рукава сформировали длинную и быстро нарастающую Новую Потаповскую косу (на рис. 1 это южная часть Потаповской косы). За период 1990-2011 гг. надводная часть косы стала на 540 м больше. Однако за последние годы произошло снижение интенсивности выдвижения косы. За период 2010-2012 гг., косу по азимуту наблюдений размывло на 20 м. Происходит стабилизация южной оконечности косы, а сама она, в условиях возрастающего дефицита наносов, будет размываться со стороны моря.

Участок между устьями рукавов Полуденный и Быстрый. Под защитой Новой Потаповской косы в районе правой устьевого косы Полуденного рукава, образовавшейся из наносов этого водотока, МКД стал выдвигаться в море. Размыв в 1975–1982 гг. сменился нарастанием берега. За период 1992-2001 гг. выдвижение косы составило 95 м, следующие 3 года МКД оставался стабильным, а затем несколько отступил. В 2005-2008 гг. коса занимала стабильное положение. За 2009-2012 гг. коса выдвинулась на 25 м на юг. По профилю, расположенному севернее бывшего устья рукава Средний (рис.1), берег за 1984-2009 гг., выдвинулся на 160 м, а за 2010-2012 гг. ещё на 30 м.

Наиболее сильное выдвижение берега произошло непосредственно севернее устья рукава Быстрого. Здесь, на левой устьевого косе, из наносов рукава Быстрого и продуктов волнового размыва берега севернее его устья МКД за 1975–1985 гг. выдвинулся более чем на 500 м. Причем это выдвижение произошло скачкообразно за 1983–1984 гг. До 2002 г. морской край на данном участке периодически отступал и выдвигался, а с 2002 г., наблюдалось интенсивное выдвижение берега [1, 2, 4]. В 2008-2009 гг. на левой косе рукава Быстрый была сооружена каменная дамба, которая соединила левый берег рукава и построенную в 2004 г. морскую «немецкую» дамбу. Дамба защищает судоходный ход от заиления наносами, которые идут с северного и восточного направления. Дамба, как показывают наши наблюдения, с момента своего существования стала способствовать более активному образованию новых аккумулятивных форм с севера от сооружения. Наблюдения по старому азимуту были прекращены в 2011 г., тогда же был установлен новый репер на морском крае слева от дамбы и назначен новый азимут. За 2011-2012 гг. морской край здесь отступил на 18 м. Накопленный слева от дамбы песок не закреплен и формирует песчаные дюны, которые, при северных ветрах, перемещаются, частично преодолевают дамбу и попадают в канал. Этот процесс, по-видимому, скоро прекратится в связи с закреплением песчаной косы и дамбы плавневой растительностью. В целом данный участок, в условиях увеличения дефицита речных наносов системы Очаковского рукава, будет стабилизироваться или даже разрушаться.

Участок между устьями рукавов Быстрый и Старостамбульский. На этом участке МКД наиболее заметные изменения произошли непосредственно южнее устья рукава Быстрого (рис. 1). Правая устьевого коса рукава Быстрого, лишенная песчаных

наносов из рукава, в течение 1977–2002 гг. сильно размывалась морским волнением (волны с северо-востока и востока, минуя Птичью косу, достигали берега). Наблюдения последних лет указывают на относительную стабилизацию берега на левой косе рукава Быстрый.

Южнее, между устьями рукавов Быстрого и Восточного, МКД нарастал. За 1975–1995 гг. он выдвинулся почти на 200 м. В последующие годы произошел небольшой размыв берега. В 1997-1998 гг., по профилю наблюдений, появилась надводная коса, названная Птичьей и МКД скачкообразно выдвинулся в море. Между старым и новым морским краем появился кут (лагуна) глубиной 1,1-1,2 м и шириной 600-800 м. По состоянию на 2011-2012 гг., коса приблизилась к «коренному» берегу в некоторых местах на 50 м. Теперь кут имеет ширину 100-300 м, и глубину около 0,5-0,6 м.

В 2002-2003 гг. к устью рукава Восточного подошла южная оконечность Птичьей косы. После этого коса прекратила свое выдвижение, т.к. этому препятствовал сток рукава Восточный. За последние годы в основном происходит тенденция смещения косы к берегу. Наиболее стойкой остается северная часть косы. В скором времени произойдет смыкание берега и косы. Видимо, с берегом соединится южная часть Птичьей косы, где, по состоянию на 2012 г., минимальная ширина лагуны составляет 50 м.

Севернее и южнее устья рукава Восточного МКД в целом был более или менее стабильным с некоторой тенденцией к выдвижению. Берег здесь очень активно зарастает древесной растительностью.

Дальше к югу отмечено выдвижение МКД. Левая устьевая коса рукава Цыганский имеет тенденцию выдвижения, это же относится и к глубинам взморья. Здесь МКД за 1990-2012 гг. выдвинулся на 90 м.

На профиле между устьем Цыганского и Старостамбульского рукава выдвижение МКД за 2005-2012 гг., составило 30 м.

Выдвинулся МКД и на участке, прилегающем к левой устьевой косе Старостамбульского рукава. За последний год выдвижение здесь составило 5-10 м. Также наблюдается перестройка морского края о. Цыганки и северной части о. Новая земля.

Инвентаризация агентов антропогенного происхождения. На назначенных экополигонах (рис.1) проводились исследования морфологического состава включений антропогенного происхождения – т.е. визуальная идентификация различных видов отходов (т.н. антропогенных агентов). При этом подсчитывалось количество одинаковых агентов, проводилась их маркировка и взвешивание. Необходимо отметить, что поступление агентов на рассматриваемую территорию происходит в условиях отсутствия на ней рекреационной активности, т.е. приносится водой или ветром.

Интересен механизм поступления агентов на МКД. При восточных ветрах и сопутствующих течениях пластик выносится на берег. Далее, в зависимости от силы ветра и свойств агента (массы и размеров) он может относиться вглубь берега, где и сохраняется. Западный ветер, как правило, не вызывает отток агентов, так как приземный западный ветер на морском крае практически гасится плавневой растительностью и не может вызывать движения вынесенных ранее агентов. Для северной части Килийской дельты это, соответственно, северный ветер (приносящий агенты) и южный. Из этого следует, что не только в случае выдвижения морского края, но и в случае его отступа на фронтальных участках в основном наблюдается аккумуляция пластика.

Анализ результатов натуральных наблюдений позволяет заключить, что основным видом отходов, которые были обнаружены на экополигонах, являются пластиковые

бутылки различной ёмкости – 89 % по количеству и 82 % по массе от всего объема отходов (рис. 2). Кроме того, были обнаружены остатки пластмассовой тары и упаковки, одноразовая посуда, куски пенопласта и др. Таким образом, основной вид отходов на территории МКД – отходы изделий из полимерных материалов: полиэтилентерефталата, полиэтилена, полипропилена, полистирола этиленвинила и целлофана. Это объясняется свойствами полимерных материалов легко переноситься водой и ветром, а также низкой способностью к биodeградации. Необходимо отметить, что в ряде случаев определение точного полимерного материала отхода при визуальном наблюдении не представлялось возможным. В дальнейшем возможна более точная идентификация полимерных отходов по характеру реакции горения.

Кроме полимерных материалов, встречались металлические и стеклянные отходы (также стойкие к биodeградации), однако их общее количество не превышало 2,5 % от всего числа агентов, которые прошли учёт на экополигонах. Несмотря на это, необходимы детальные наблюдения за морфологическим составом отходов, поскольку различные компоненты представляют разную опасность для окружающей среды.

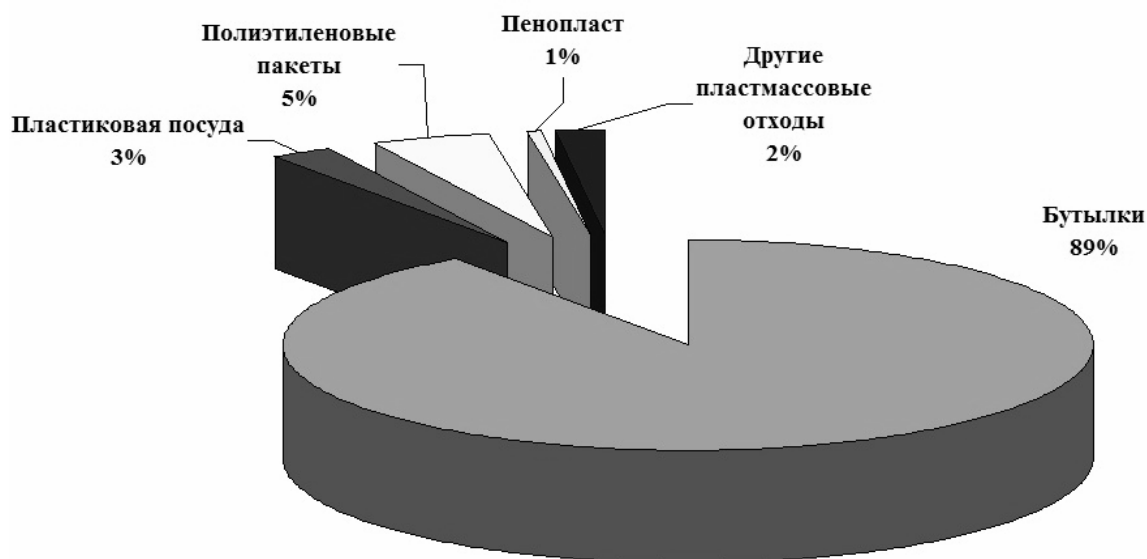


Рис. 2 – Распределение полимерных отходов по видам (по количеству).

Что же касается полимерных отходов, то главная опасность заключается в том, что они, будучи химически и микробиологически инертны, засоряют участки прибрежной зоны, могут способствовать гибели животных, препятствовать нормальному функционированию экосистем, несут визуальное загрязнение. Особым фактором, усиливающим воздействие рассматриваемых видов отходов, является содержимое отходов тары и упаковки – различные строительные материалы, химические растворы, моющие средства и т.д.

На основании результатов проведенных наблюдений за количеством пластиковых бутылок на 9 экополигонах, можно оценить суммарное содержание данного вида отходов на территории МКД. Для этого вся территория МКД была разбита на участки, каждый из которых соотносится с определённым экополигоном (рис.1), т.е. условия накопления данного вида пластмассовых отходов на определённом участке МКД идентичны тем, которые наблюдаются на репрезентативных для данного участка экополигонах.

Поскольку пластмассовые отходы инертны, то формирование существующего уровня накопления в пределах рассматриваемой территории происходило в течение

продолжительного периода времени, параллельно с изменением территории МКД. Принимая во внимание тот факт, что резкое увеличение производства и потребления пластиковых бутылок произошло с 1995 г., то период с 1995 по 2011 гг. взят нами в качестве расчётного для определения суммарного поступления пластиковых бутылок. Для выполнения оценки, сделано допущение, что МКД за этот период равномерно выдвинулся в море на величину пропорциональную приращению общей площади Килийской дельты. По нашей оценке, современная средняя скорость нарастания дельты 0,22 км/год, следовательно, с 1995 г. площадь дельты увеличилась на 3,52 км (за 16 лет). Длина активного края составляет 32,24 км, значит, в среднем, МКД выдвинулся на 109 м.

В табл. 1 указано среднее содержание пластиковых бутылок на 8 участках МКД. Как видно из табл. 1, содержание пластмассовых отходов в пределах различных экополигонов достаточно сильно варьирует. Так, наибольшее значение данного показателя отмечается на экополигонах, расположенных на рук. Потаповский, рук. Цыганский, меньше всего пластика на северных островках и косах Килийской дельты. Таким образом, по нашей оценке, на территории украинской части МКД, по состоянию на 2011-2012 гг. находится около 2,5 т пластиковых бутылок и около 0,5 т прочих синтетических отходов.

Таблица 1 – Оценка содержания пластиковых бутылок на территории МКД

Название участков	Длина участка	Содержание пластиковых бутылок, г/м ²	Общая масса бутылок, кг
Прорва - Потаповский	5	0,108	58,86
Потаповский – юг Коса Потаповская	5,52	1,611	969,31
юг Коса Потаповская – Средний	4,33	0,696	328,49
Средний – север Птичьей	4,78	0,592	308,44
север Птичьей – юг Птичьей	3,4	0,586	217,17
Юг Птичьей – Заводнинский	4,43	0,753	363,60
Заводнинский – Цыганский	1,73	0,708	133,51
Цыганский - Старостамбульский	3,05	0,662	220,08
Итого			2599,46

Ботанические исследования. В ходе работы было охвачено все формирующееся взморье от наиболее северного участка – устья рукава Полуночный до шпиля острова Цыганка на юге Дунайского биосферного заповедника. На исследуемой территории выявлено 110 видов растений, что составляет 11,4 % флоры высших сосудистых растений Дунайского биосферного заповедника (966). Среди растений приморской части Килийской дельты Дуная 12 (10,9 %) видов деревьев и кустарников и 98 (89,1 %) видов травянистых растений. В составе последних 36 (32,7 %) видов многолетних травянистых растений, 2 (1,8 %) – двулетники и 60 (54,6 %) – однолетники. Высокая доля многолетников, включая и древесно-кустарниковые виды – 48 % не характерна для первичного сингенеза изолированных природных образований, в том числе и

дельты Дуная [7, 8]. В Килийской дельте Дуная мощным потоком воды, особенно в период паводков, выносятся огромное количество обломков вегетативно размножающихся растений (тростник, ивы, тополя и др.), которые способны закрепиться, и участвуют в формировании пионерной растительности приморских новообразований.

Проведя анализ встречаемости видов, мы выявили наличие всего одного вида – дурнишника зобовидного *Xanthium strumarium* L., во всех 12 профилях, к тому же это адвентивное однолетнее растение широкой экологической амплитуды. В 11 профилях зарегистрировано 6 видов растений *Chenopodium rubrum* L., *Juncellus pannonicus* L., *Salsola soda* L., *Leymus sabulosus* Tzvel., *Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud. и *Tamarix ramosissima* Ledeb. На половине и более профилях зарегистрировано всего 20 видов растений или 18,2 % от общего количества анализируемой флоры. Это характерные ценозообразующие виды растений приморских новообразований Килийской дельты Дуная. Среди оставшейся группы растений 44 (40 %) встречается лишь в одном из профилей. Эти виды чаще всего отмечаются на границе экотопов и встречаются единичными экземплярами.

В ходе исследований было установлено, что наиболее интенсивное нарастание дельты и формирование растительного покрова происходит на южном участке – шпиле острова Цыганка слева от выката гирла Большое (Старостамбульское). Грунт участка представлен песчано-алювиальными (морскими) и илисто-алювиальными (речными) отложениями. Здесь на всем намыве за последние год-два участке из указанных 110 видов растений отмечено 90. Вместе с тем на самом профиле – отрезке от репера до воды зарегистрировано лишь 38 видов растений. Таким образом, анализ флоры лишь по профилям не отражает полной картины процесса сингенеза приморского края Килийской дельты Дуная.

Выводы и перспективы дальнейших исследований.

1. В 2011-2012 гг. замечено усиление эрозионных процессов в районе северных кос Килийской дельты, в устье рукава Потаповского. Средняя и южная часть Килийской дельты в меньшей степени испытывает дефицит наносов из-за относительной стабильности Старостамбульского рукава в истоке.

2. На МКД происходит неуклонное накопление поступающих извне полимерных отходов, причем как на участках выдвигения, так и на участках отступления морского края.

3. На территории украинской части МКД, по состоянию на 2011-2012 гг., находится около 2,5 т пластиковых бутылок и около 0,5 т прочих синтетических отходов.

4. Формирование пионерной растительности в Килийской дельте Дуная зависит от состава почвоформирующих структур, солености грунта и скорости формирования участка. В процессе зарастания приморских новообразований Дунайского биосферного заповедника принимает участие 110 видов высших сосудистых растений, что является высоким показателем для первичного сингенеза.

Список литературы

1. Черой А.И. Сток воды, наносов и морфологические процессы в устьевой области реки Дунай: дис. кандидата географических наук: 11.00.07. – Одесса, 2009. – 174 с.
2. Гидрология дельты Дуная / Под ред. В.Н. Михайлова – М.: ГЕОС, 2004. – 448 с.
3. Шуйский Ю.Д. Килийская дельта Дуная и вопросы водных путей // Проблемы экологической безопасности транспортных коридоров в Черноморском регионе: Сб. научн. трудов. – Одесса: ОЦНТЭПИ, 2003. – С. 148 – 159.
4. Гопченко Е.Д., Черой А.И. Динамика морского края дельты реки Дунай и дна её устьевое взморья // Український гідрометеорологічний журнал. – 2006. – № 1. – С. 163–169.
5. Черой А.И. Лихоша Л.В. Процессы дельтообразования в устье Дуная // Экология моря: сборник научных трудов. – Севастополь, 2007. – Вып. 74. – С. 91-94.
6. Mikhailova M.V., Cheroy A.I., Mikhailov V.N. Dynamics of the delta coastlines as an indicator of the evolution of the Chilia delta at the Danube mouth // Proc. XXIII Conference of Danube Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management. – 2006. – P. 1-10.
7. Жмуд О.І. Сингенетичні зміни рослинності Дунайського біосферного заповідника // Український ботанічний журнал. – 2000. – № 3. – С. 272-277.
8. Осичнюк В.В. Приморская литоральная растительность // География растительного покрова Украины. – К.: Наукова думка, 1982. – С.273-276.

Комплексні обслідування морського краю Кілійської дельти Дунаю в 2011-2012 рр.

Черой О.І., Дьяков О.А., Жмуд О.І., Приходько В.Ю.

Представлені результати спостережень за динамікою морського краю дельти Дунаю за 2011-2012 рр.: описані основні тенденції зміни окремих ділянок з урахуванням факторів їх формування. Наведені результати спостережень за засміченням території морського краю дельти Дунаю пластмасовими відходами на окремих ділянках, а також ботанічні дослідження.

Ключові слова: динаміка морського краю, дельта Дунаю, екополігон, види рослин.

Complex seaside observations of Kiliya part of the Danube delta in 2011-2012 years.

Cheroy A., Dyakov O., Zhmud E., Prykhodko V.

The results of seaside dynamics observation of Kiliya part of the Danube delta in 2011-2012 are presented: the main trends of different parts change with a glance of their foundation factors are described. The results of observation per the Danube delta seaside contamination by plastic wastes on different parts, as well as botanic researches are set.

Keywords: seaside dynamics, the Danube delta, ecopolygon, plants species.

РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО ВДОСКОНАЛЕННЯ ОЦІНКИ (КЛАСИФІКАЦІЇ) ЯКОСТІ ВОД ГОСПОДАРСЬКО-ПИТНОГО ПРИЗНАЧЕННЯ ЗА ВІТЧИЗНЯНИМИ НОРМАМИ НА ПРИКЛАДІ Р. ДУНАЙ – М. ВИЛКОВЕ

В статті виконано критичний аналіз оцінки якості вод за різними методиками на прикладі р. Дунай - м. Вилкове. Доведено, що недоліки існуючих методик не дозволяють адекватно характеризувати стан водних об'єктів як джерел господарсько-питного призначення, інтегральний й середні блокові індекси методики ДСТУ 4808:2007 не можна використовувати при класифікації джерел централізованого водопостачання. Запропоновано шляхи вдосконалення ДСТУ 4808:2007

Ключові слова: оцінка якості, господарсько-питне призначення, джерело централізованого водопостачання, показник якості, блок показників.

Вступ. Забезпечення населення питною водою є актуальною проблемою всього людства. Поверхневі води суші, які використовують для господарсько-питних потреб, зазнають дуже великого антропогенного впливу, в результаті якого суттєво змінюється природний стан цих вод. Антропогенні зміни стану вод обмежують можливість використання окремих об'єктів для потреб людини. У таких обставинах дуже важливою й актуальною є об'єктивна інформація про стан водних об'єктів.

Метою цієї роботи є аналіз оцінки якості вод, які використовують для господарсько-питних потреб, за різними існуючими методиками (на прикладі р. Дунай - м. Вилкове) та викладення рекомендацій, які дозволять адекватно характеризувати стан вод для певного призначення.

Матеріали і методи дослідження. Оцінку стану водних об'єктів господарсько-питного призначення виконують, використовуючи методи детального аналізу та комплексних індексів. Питанням оцінки якості вод присвячені роботи Романенко В.Д., Жукинського В.М., Сніжко С.І. [1].

Розглянемо *метод детального аналізу*. Він полягає у тому, що значення (виміряне або розраховане) кожного показника з усього їх набору, який використовується при оцінці якості вод, зіставляється (порівнюється) з його нормативом. На основі цього аналізу дається висновок щодо придатності чи непридатності вод для певних потреб [1].

При оцінці якості вод господарсько-питного (а також комунально-побутового) призначення використовують санітарні норми [2]. Оцінка якості води двобальна: якщо хоча б один показник перевищує норматив, то вважається, що вода брудна (не відповідає вимогам норм); у іншому випадку – чиста (відповідає нормам).

Багатобальна оцінка дається при класифікації ступеня забруднення [2] (табл. 1) або при визначенні класу водного об'єкта як джерела централізованого водопостачання [3] (табл. 2). Індекс або клас об'єкта встановлюється теж методом детального аналізу: за показником з найгіршим значенням.

За вітчизняними нормами оцінку якості вод за деякий період часу виконують найчастіше за середніми значеннями показників за розглядуваний період. Використовують також фонові значення показників (права межа 95%-го довірчого інтервалу середніх значень) і найгірші середні значення показників за окремі сезони року.

В країнах Європейського Співтовариства (ЄС) вода вважається такою, що відповідає вимогам норм питного водокористування, якщо:

- 95% проб відповідають нормативам (табл. 3), зазначеним як обов'язкові (аналогічні вітчизняним тимчасово допустимим концентраціям (ТДК) або орієнтовно безпечним рівням впливу (ОБРВ));

- 90% проб відповідають вимогам у решті випадків (тобто відповідають оптимальним нормативам (аналогічні вітчизняним гранично допустимим концентраціям (ГДК));
- у 5 і 10% проб, які не відповідають встановленим нормативам, відсутні відхилення від встановлених нормативів більш ніж на 50%, окрім рН, розчиненого кисню та мікробіологічних показників;
- відсутня загроза здоров'ю населення;
- відсутні відхилення від нормативів у послідовно відібраних одна за одною пробах [4].

Слід звернути увагу на те, що в країнах ЄС поряд зі значенням показника нормується також сумарна тривалість інтервалів часу забрудненого стоку за розглянутий період (не більше 10% періоду), найбільша тривалість цих інтервалів (залежить від нормованої частоти відбору проб) і співвідношення значення показника з його нормативом (не більше 50%). У вітчизняних нормах про це не згадується.

Крім того, якість вод за деякій період часу в країнах ЄС оцінюється за результатами аналізу разових спостережень. Осереднення значень показників за будь-які періоди часу не виконується.

Таблиця 1 – Гігієнічна класифікація водних об'єктів за ступенем забруднення (СанПиН 4630–88) [2]

Ступінь забруднення	Оціночні показники забруднення для водних об'єктів I і II категорій						Індекс забруднення	
	Органолептичний		Токсикологічний	Санітарний режим		Бактеріологічний		
	Запах, присмак, бали	Кратність перевищення ГДК	Кратність перевищення ГДК	БСК _{П,3} мг/дм ³		Розчинений кисень, мг/дм ³		Кількість лактозопозитивних кишкових паличок в 1 дм ³
	I	II	I	II				
Допустимий	≤2	≤1	≤1	≤3	≤6	≥4	<1*10 ⁴	0
Помірний	3	4	3	6	8	3	1*10 ⁴ -1*10 ⁵	1
Високий	4	8	10	8	10	2	1*10 ⁵ -1*10 ⁶	2
Надвисокий	>4	>8	>10	>8	>10	1	>1*10 ⁶	3

Таблиця 2 – Класифікація поверхневих джерел централізованого водопостачання (ГОСТ 2761–84) [3]

Показник	Одиниця виміру	Значення показника по класах		
		1	2	3
Мутність	мг/дм ³	≤20	≤1500	≤10000
Кольоровість	град.	≤35	≤120	≤200
Запах	бал	≤2	≤3	≤4
рН	–	6,5 – 8,5	6,5 – 8,5	6,5 – 8,5
Залізо	мг/дм ³	≤1,0	≤3,0	≤5,0
Марганець	мг/дм ³	≤0,1	≤1,0	≤2,0
Фітопланктон	мг/дм ³	≤1,0	≤5,0	≤50,0
	кл/см ³	≤1000	≤10000	≤100000
Окиснювання перманганатне	мгО/дм ³	≤7	≤15	≤20
БСК _П	мгО/дм ³	≤3,0	≤5,0	≤7,0
ЛКП	шт. в 1 дм ³	≤1000	≤10000	≤50000

Таблиця 3 – Нормативи якості вод, які використовуються для пиття в країнах ЄС [4]

Показник	Значення для А1		Значення для А2		Значення для А3	
	опти- мальне	обов'яз- кове	опти- мальне	обов'яз- кове	опти- мальне	обов'яз- кове
рН	6,5–8,5		5,5–9,0		5,5–9,0	
Загальні завислі частинки, мг/дм ³	25					
Температура, °С	22	25	22	25	22	25
Запах, коефіцієнт розводж. при 25°С	3		10		20	
Нітрати, мг/дм ³	25	50		50		50
Фториди, мг/дм ³	0,7–1,0	1,5	0,7–1,7		0,7–1,7	
Розчинене залізо, мг/дм ³	0,1	0,3	1	2	1	
Марганець, мг/дм ³	0,05		0,1		1	
Мідь, мг/дм ³	0,02	0,05	0,05		1	
Цинк, мг/дм ³	0,5	3	1	5	1	5

Примітка. У табл. 3 символами А1, А2, А3 позначені класи якості природних вод, які потребують різного ступеня очищення до кондицій водопровідної води. Вони повністю відповідають класам в табл. 2.

Суттєвий недолік осереднення значень показників якості вод за деякий період часу полягає у тому, що при збігу значення деякого показника з його нормативом (це відповідає вимогам вітчизняних норм) приблизно 50% значень цього показника за розглядуваний період часу будуть перевищувати норматив. В країнах ЄС припустимо не більше 10%.

Тобто використання середніх значень показників ($C_{СЕР}$) за деякі періоди часу при оцінці якості вод неприпустимо. Найбільш логічним буде використання значень показників не із забезпеченістю близько 50% ($C_{СЕР}$), а з деякою іншою. Враховуючи досвід країн ЄС, її можна взяти на рівні 10% (C_{10}). У цьому випадку при $C_{10} = ГДК$ сумарна тривалість періоду забруднення вод буде не більше 10% від періоду, за який оцінюється якість вод.

Розглянемо тепер *метод комплексних індексів*. Діючі методики комплексної оцінки якості вод ґрунтуються на використанні таких комплексних показників: індексу забруднення води ($IЗВ$), модифікованого ($IЗВ_M$), комплексного індексу забруднення ($KIЗ$), коефіцієнта забруднення χ , комплексного показника екологічного стану ($KПЕС$), індексу стану вод ($I_{СВ}$) та інших [1]. Цими індексами характеризують екологічний або санітарно-гігієнічний стан водних об'єктів залежно від того, які нормативи використовують при їх розрахунку: рибогосподарські чи санітарно-гігієнічні.

Особливість методу комплексних індексів полягає у тому, що при оцінці якості вод дані по усіх показниках (або по їх частині) узагальнюються, а по окремих показниках інформація губиться. Вода з узагальненою оцінкою «чиста» може виявитися непридатною для господарсько-питного або комунально-побутового використання за будь-яким одним дуже важливим фізичним, хімічним чи мікробіологічним показником: запах, смак, токсична речовина, патогенні мікроорганізми тощо.

При практичному використанні вод, особливо коли йдеться про безпеку населення, метод комплексних індексів застосовувати не можна. Його потрібно використовувати при наукових дослідженнях (наприклад, при просторово-часових узагальненнях зміння якості вод).

У 2007 році замість ГОСТ 2761-84 [3] прийнято ДСТУ 4808:2007 [5], у якому

класифікація поверхневих джерел централізованого водопостачання здійснюється за комплексним індексом. Розглянемо докладніше цей документ.

ДСТУ 4808:2007 поширюється на джерела централізованого питного водопостачання та встановлює гігієнічні, екологічні та технологічні вимоги до вибору нових і оцінювання наявних джерел централізованого водопостачання.

Класифікація якості поверхневих вод України – джерел централізованого питного водопостачання (табл. 4) охоплює 80 показників, які застосовують для оцінювання якості питної води згідно з санітарним законодавством, і має сім окремих груп (блоків): I група – 4 органолептичних показники; II група – 17 загально-санітарних показників хімічного складу води; III група – 6 гідробіологічних показників; IV група – 6 мікробіологічних показників; V група – 2 паразитологічних показники; VI група – 9 показників радіаційної небезпеки; VII група – 36 пріоритетних токсикологічних показників хімічного складу води (з них: 25 – неорганічних та 11 – органічних компонентів) [5].

Таблиця 4 – Фрагмент класифікатора якості вод [5]

№ з/п	Показники якості води у поверхневих водних об'єктах	Одиниці виміру	Класи якості води			
			1	2	3	4
I. Органолептичні показники						
1	Запах	бали	< 1	1 – 2	3 – 4	> 4
II. Загально-санітарні хімічні показники						
20	БСК _{II} (БСК ₂₀)	мгО ₂ /дм ³	< 1,3	1,3 – 3,0	3,1 – 7,0	> 7,0
VII. Токсикологічні показники хімічного складу води (пріоритетні)						
51	Залізо загальне (Fe)	мкг/дм ³	< 50	50 – 100	101 – 1000	> 1000
73	Нафтопродукти	мкг/дм ³	< 10	10 – 50	51 – 200	>200

Діапазон значень показників якості води в класифікації поділено на чотири класи: 1 клас – *відмінна*, бажана якість води; 2 клас – *добра*, прийнятна якість води; 3 клас – *задовільна*, прийнятна якість води, 4 клас – *посередня*, обмежено придатна, небажана якість води (видно, що межа між чистими і брудними водами проходить між 2 і 3 класами).

Оцінювання якості води, залежно від його (оцінювання) конкретного призначення, можна виконувати трьома способами:

- за значеннями окремих показників;
- за значеннями інтегральних блокових індексів;
- за значеннями інтегрального комплексного індексу [5].

Оцінювання (*орієнтовне*) якості води за значеннями окремих показників виконують на основі разових або серійних вимірювань, здійснюваних одночасно або протягом короткого відрізка часу (доба, тиждень), тоді, коли необхідно одержати попереднє уявлення щодо якості води у місцях водозабору в будь-який час

Оцінювання якості води за значеннями інтегральних блокових індексів (*грунтовне*) виконують задля переконливих і відповідальних висновків і рішень щодо якості води в джерелах на основі арифметичної обробки емпіричних значень усіх (*повне* оцінювання) або кількох (*неповне* оцінювання) показників I–VII блоків.

Грунтовне оцінювання якості води за значеннями інтегральних блокових індексів виконують за процедурою, що складається з трьох послідовних етапів:

- етап групування і обробки вихідних даних;
- етап визначання класів якості води джерела водопостачання за окремими

показниками;

- етап узагальнення оцінювання якості води за окремими показниками і погодження їх з технологічними прийомами кондиціонування вод залежно від фізико-хімічної та мікробіологічної природи забруднювальних домішок.

Етап групування і обробки вихідних даних. Вихідні дані щодо якості води за окремими показниками (дані аналізів проб води, які відбиралися щомісячно протягом останніх 3-х років) об'єднують у межах блоків I–VII і для кожного наявного показника визначають середні та найгірші значення.

Етап визначання класів якості води за окремими показниками. Для кожного показника окремо його середнє та найгірше значення зіставляють з відповідними критеріями якості води у класифікаторі (табл. 4) та записують клас якості води.

Етап узагальнення оцінювання якості води за окремими показниками з визначанням інтегрального блокового індексу теж виконують лише у межах окремих блоків показників. Це узагальнення полягає у визначенні середніх і найгірших значень для семи блокових індексів якості води ($I_{I-VII\text{СЕР}}$ та $I_{I-VII\text{НГ}}$).

Значення середнього блокового індексу якості води визначають шляхом усереднення номерів класів по усіх наявних показниках у межах блоку, який розглядається. Значення найгіршого блокового індексу якості води визначають за показником з найгіршим значенням (з найбільшим номером класу) серед інших показників даного блоку.

Маючи середні й найгірші значення блокових індексів якості води, визначають їх належність до певного класу якості води за допомогою таблиці.

Значення блокових індексів якості води можуть виражатись як цілими, так і дробовими числами. Використання дробових значень блокових індексів і обчислених на їх основі підкласів якості води дозволяє диференціювати оцінювання якості води, робити його гнучкішим і точнішим.

Узагальнене оцінювання якості води за значеннями інтегрального індексу доцільне в тих випадках, коли зручніше мати однозначне і в той же час узагальнене оцінювання якості води у джерелах централізованого питного водопостачання, а саме: для порівняння різних варіантів розташування водозбору станцій водопідготовки у випадку проектування їх будівництва чи реконструкції; для картографування стану поверхневих джерел централізованого питного водопостачання; для планування водоохоронних заходів щодо захисту поверхневих джерел централізованого питного водопостачання.

Значення узагальненого інтегрального індексу якості води визначають за формулою:

$$I_{\text{ИТ}} = (I_{\text{I}} + I_{\text{II}} + I_{\text{III}} + I_{\text{IV}} + I_{\text{V}} + I_{\text{VI}} + I_{\text{VII}}) / 7, \quad (1)$$

де $I_{\text{I}} - I_{\text{VII}}$ – значення блокових індексів;

7 – кількість групових індексів.

У разі відсутності одного або двох групових індексів, $I_{\text{ИТ}}$ обчислюють як частку від ділення суми значень наявних групових індексів. Значення $I_{\text{ИТ}}$ обчислюють на основі блокових індексів, обчислених за середніми і найгіршими значеннями окремих показників якості води.

З формули (1) видно, що значення інтегрального індексу ($I_{\text{ИТ}}$) визначають шляхом усереднення блокових індексів.

Таким чином, в ДСТУ 4808:2007 задля переконливих і відповідальних висновків і рішень щодо якості води при розгляді технологічних прийомів кондиціонування вод, при експлуатації, проектуванні чи реконструкції станцій водопідготовки та їх водозборів рекомендується використання блокових й інтегральних індексів, які розраховуються шляхом усереднення даних спостережень за останні три роки,

визначення класів якості по кожному показнику окремо, усереднення класів якості по усіх показниках в окремих блоках (грунтовне оцінювання за блоковими індексами $I_{I-VI\text{СЕР}}$) та усереднення блокових індексів (узагальнене оцінювання за інтегральним індексом $I_{INT\text{-СЕР}}$).

Видно, що при розрахунку $I_{I-VI\text{СЕР}}$ втрачається інформація не тільки про часові зміни значень показників (усереднювання за деякий період часу), а також за окремими показниками (усереднення всередині блоків). Розрахунок $I_{INT\text{-СЕР}}$ додатково супроводжується втратою інформації з окремих блоків. Недолік цього очевидний: за деякими окремими показниками у межах блоку (чи блоковим індексом) вода може бути віднесена до класу 4 (посередня, обмежено придатна), але якщо за іншими показниками (чи блоковими індексами) вона буде віднесена до класу 1 (відмінна, бажана якість), то середній клас може виявитися 1 (відмінна, бажана якість) або 2 (добра, прийнятна якість). Середня оцінка у даному випадку є неінформативною, вона не має сенсу. Нею не можна користуватися при прийнятті переконливих і відповідальних рішень.

Результати дослідження та їх аналіз. В статті використані результати спостережень за якістю вод р. Дунай у районі м. Вилкове біля водозабору за 2004-2009 рр. за даними УкрНДІМФ. Результати статистичної обробки вихідних даних наведені в табл. 5

Таблиця 5 – Результати статистичної обробки даних спостережень за якістю вод р. Дунай–м.Вилкове біля водозабору за період 2004–2009 рр.

№ п/п	Показник	Значення					
		$C_{СЕР}$	$C_{МАХ}$	$C_{МІН}$	σ	$C_{ФОН}$	C_{10}
1	Кольоровість, град.	6,6	25,2	2,4	3,2	7,1	10,7
2	Завислі речовини, мг/дм ³	58,1	891	2,8	131,3	79,6	228
3	pH	7,98	8,41	7,45	0,16	8,01	8,18
4	Розчинений кисень, мгО ₂ /дм ³	9,3	13,4	5,9	2,0	9,0	6,8
5	Азот амонійний, мгN/дм ³	0,194	0,680	0,037	0,117	0,213	0,346
6	Азот нітритний, мгN/дм ³	0,024	0,095	0,002	0,016	0,027	0,045
7	Азот нітратний, мгN/дм ³	1,36	2,44	0,60	0,43	1,43	1,92
8	Фосфати, мг/дм ³	0,160	0,395	0,052	0,060	0,170	0,238
9	Залізо, мг/дм ³	0,073	0,466	0,004	0,081	0,086	0,178
10	Окислюваність перм., мг/дм ³	3,91	6,20	2,66	0,90	4,06	5,08
11	ХСК, мгО ₂ /дм ³	18,9	65,7	5,8	7,9	20,2	29,1
12	БСК _П , мгО ₂ /дм ³	4,55	10,40	1,60	1,86	4,86	6,97
13	Кремній, мг/дм ³	3,07	5,80	0,50	1,25	3,27	4,69
14	Лужність, мг-екв/дм ³	2,93	3,83	2,13	0,36	2,99	3,39
15	Жорсткість, мг-екв/дм ³	3,75	5,25	2,67	0,47	3,83	4,36
16	Магній, мг/дм ³	13,6	19,8	7,8	2,2	14,0	16,5
17	Натрій + калій, мг/дм ³	19,6	34,6	6,4	5,9	20,6	27,3
18	Хлориди, мг/дм ³	29,1	44,5	17,6	5,8	30,0	36,6
19	Сульфати, мг/дм ³	38,2	53,5	26,1	6,0	39,2	45,9
20	Сухий залишок, мг/дм ³	289	387	222	35	295	335
21	Хром, мг/дм ³	0,0012	0,0040	0,0000	0,0009	0,0014	0,0023
22	Цинк, мг/дм ³	0,0070	0,0520	0,0000	0,0108	0,0088	0,0209
23	Мідь, мг/дм ³	0,0022	0,0160	0,0000	0,0024	0,0026	0,0052
24	Марганець, мг/дм ³	0,0331	0,1300	0,0000	0,0311	0,0381	0,0734
25	Нафтопродукти, мг/дм ³	0,0197	0,0940	0,0050	0,0142	0,0220	0,0380
26	Феноли, мг/дм ³	0,0007	0,0030	0,0000	0,00072	0,00085	0,00167
27	СПАР, мг/дм ³	0,107	0,4510	0,0210	0,0971	0,123	0,233

Якість води в р.Дунай–м.Вилкове за середніми значеннями показників не відповідає вимогам санітарних норм (табл. 6) за вмістом органічних сполук (за показниками ХСК і БСК_П). Значення інших показників не перевищують встановлених санітарно-гігієнічних нормативів.

Ступінь забруднення (табл. 7) має індекс 1 з характеристикою «помірний» за показником БСК_П.

Як джерело централізованого водопостачання відповідно до ГОСТ 2761–84 води р.Дунай відносяться до класу 2 (табл. 8) за двома показниками: мутність (завислі речовини) і БСК_П.

Таблиця 6 - Оцінка якості вод р.Дунай–м.Вилкове (2004–2009 рр.) за санітарними нормами (СанПиН 4630–88)

Показник	ЛОШ	Клас	ГДК	$C_{СЕР} (C_{10})$	$C_{СЕР}(C_{10}) / ГДК$	Прим.
рН	–	–	6,5-8,5	7,98 (8,18)	–	так
Розчин.кисень,мгО ₂ /дм ³	–	–	4,0	9,3 (6,8)	–	“–”
Азот амонійний,мгN/дм ³	с.-т.	3	2,0	0,194 (0,346)	–	“–”
Азот нітратний, мгN/дм ³	с.-т.	3	10,2	1,36 (1,92)	–	“–”
Фосфати, мг/дм ³	орг.	3	3,5	0,160 (0,238)	–	“–”
Залізо, мг/дм ³	орг.	3	0,3	0,073 (0,178)	–	“–”
ХСК, мгО ₂ /дм ³	–	–	15	18,9 (29,1)	–	ні
БСК _П , мгО ₂ /дм ³	–	–	3,0	4,55 (6,97)	–	ні
Хлориди, мг/дм ³	орг.	4	350	29,1 (36,6)	–	так
Сульфати, мг/дм ³	орг.	4	500	38,2 (45,9)	–	“–”
Сухий залишок, мг/дм ³	–	–	1000	289 (335)	–	“–”
Хром (VI), мг/дм ³	с.-т.	3	0,05	0,0012 (0,0023)	–	“–”
Цинк, мг/дм ³	общ.	3	1,0	0,0070 (0,0209)	–	“–”
Мідь, мг/дм ³	орг.	3	1,0	0,0022 (0,0052)	–	“–”
Марганець, мг/дм ³	орг.	3	0,1	0,0331 (0,0734)	–	“–”
Нафтопродукти, мг/дм ³	орг.	4	0,3	0,0197 (0,0380)	–	“–”
Феноли, мг/дм ³	орг.	2	0,001	0,0007 (0,0017)	0,70 (1,70)	“–” (ні)
СПАР, мг/дм ³	орг.	4	0,5	0,107 (0,233)	–	“–”
Азот нітритний, мг/дм ³	с.-т.	2	1,0	0,024 (0,045)	0,024 (0,045)	
Кремній, мг/дм ³		2	10	3,07 (4,69)	0,307 (0,469)	
Натрій, мг/дм ³		2	200	19,6 (27,3)	0,098 (0,136)	
Σ					0,429 (0,650)	

Таблиця 7 – Оцінка ступеня забруднення р.Дунай–м.Вилкове за санітарними нормами (СанПиН 4630–88)

Показник		Одиниця виміру	$C_{СЕР} (C_{10})$	Індекс забруднення	Характеристика ступеня забруднення
Запах		бал.	–	0 (0)	помірний -1 (високий -2)
Присмак		бал.	–	–	
Кратність перевищення ГДК	органолептичні	од.	0,70 (1,70)	0 (1)	
	санітарно-токсикологічні	од.	0,43 (0,65)	0 (0)	
БСК _П		мгО ₂ /дм ³	4,55 (6,97)	1 (2)	
Розчинений кисень		мгО ₂ /дм ³	9,3 (6,8)	0 (0)	
ЛКП		в 1 дм ³	–	–	

Таблиця 8 – Оцінка класу якості вод р. Дунай–м.Вилкове як джерела централізованого водопостачання (ГОСТ 2761–84)

Показник	Одиниця виміру	$C_{СЕР}$ (C_{10})	Клас за показником	Узагальнений клас
Мутність	мг/дм ³	58,1 (228)	2 (2)	2 (3)
Кольоровість	град.	6,6 (10,7)	1 (1)	
Запах	бал	–	–	
рН	–	7,98 (8,18)	1 (1)	
Залізо	мг/дм ³	0,073 (0,178)	1 (1)	
Марганець	мг/дм ³	0,033 (0,073)	1 (1)	
Фітопланктон	мг/дм ³	–	–	
	кл/см ³	–	–	
Окиснювання перманганатне	мгО/дм ³	3,91 (5,08)	1 (1)	
БСК _П	мгО/дм ³	4,55 (6,97)	2 (3)	
ЛКП	шт. в 1 дм ³	–	–	

За нормами країн ЄС якість вод не відповідає вимогам за трьома показниками: ХСК, БСК_П і феноли.

На рис. 1 показаний хронологічний графік вимірних значень концентрації фенолів. Верхня горизонтальна лінія на графіку відповідає C_{10} , середня пунктирна – ГДК, нижня – $C_{СЕР}$ фенолів за розглядуваний період часу.

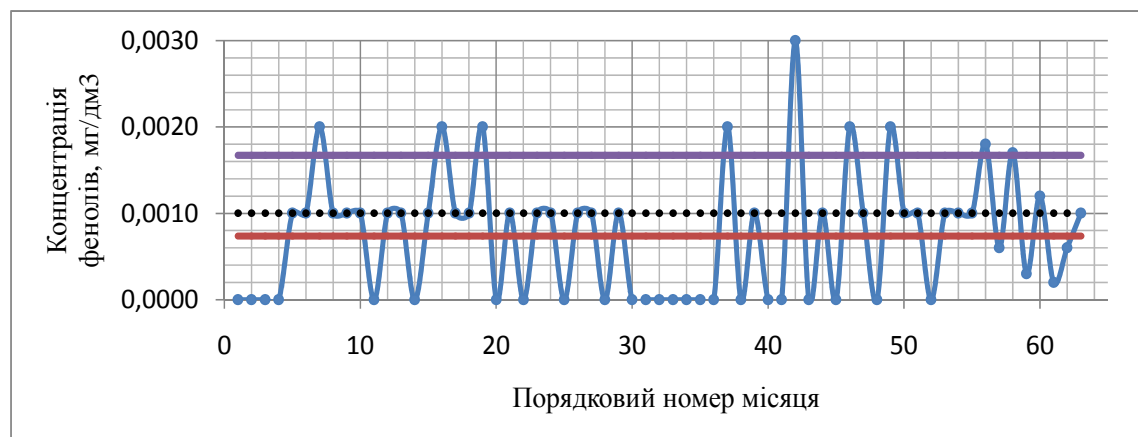


Рис. 1 – Хронологічний графік вимірних значень концентрації фенолів, р. Дунай–м.Вилкове за період з 2004-2009 рр.

На рис. 1 видно, що вміст фенолів в р. Дунай за період спостережень з 2004 по 2009 рр. відповідає вимогам вітчизняних норм ($C_{CP} \leq ГДК$), але не відповідає вимогам норм країн ЄС по частоті й по кратності перевищення ГДК: спостерігається 10 перевищень ГДК, припустимо 10%, тобто – 6 разів; кратність перевищення ГДК в 2,5 рази, припустимо – 1,5.

З графіка видно, що при $C_{СЕР} = ГДК$ сумарна тривалість періоду забрудненого стоку ($C_i > ГДК$) становить приблизно 50% від усього періоду спостережень.

При використанні C_{10} замість $C_{СЕР}$ (в табл. 6–8 значення C_{10} стоять у дужках) оцінка якості вод р. Дунай–м.Вилкове змінюється:

- за санітарними нормами води не відповідають вимогам за показниками ХСК,

БСК_П і феноли (табл. 6);

- ступінь забруднення вод з індексом 2 – високий (табл. 7);

- клас, як джерела централізованого водопостачання, 3 (табл. 8).

Оцінка якості вод р. Дунай за ДСТУ 4808:2007 наведена у табл. 9.

Показники представлені трьома блоками: I – органолептичні; II – загально-санітарні хімічні та VII – токсикологічні показники.

Таблиця 9 – Оцінка якості вод р. Дунай–м. Вилкове за ДСТУ 4808:2007 за період з 2004 по 2009 рр.

Блок	Показник	Одиниця виміру	Значення		Клас за показником		Блоковий індекс
			сер.	найг.	сер.	найг.	
I	Кольоровість	град.	6,6	25,2	1	2	$I_{ICEP} = 1,50$ $I_{IHГ} = 2$
	Завислі речовини	мг/дм ³	58,1	891	2	2	
II	Сухий залишок	– " –	289	387	1	1	$I_{ICEP} = 31/15 =$ $= 2,07$ $I_{IHГ} = 4$
	Сульфати	– " –	38,2	53,5	1	2	
	Хлориди	– " –	29,1	44,5	1	2	
	Магній	– " –	13,6	19,8	2	2	
	Жорсткість	мг-екв/дм ³	3,75	5,25	2	3	
	Лужність	– " –	2,93	3,83	2	2	
	pH	–	7,98	8,41	2	3	
	Азот амонійний	мгN/дм ³	0,194	0,680	2	3	
	Азот нітритний	мгN/дм ³	0,024	0,095	3	4	
	Азот нітратний	мгN/дм ³	1,36	2,44	4	4	
	Фосфати	– " –	0,070	0,172	3	3	
	Розчинений кисень	мгO ₂ /дм ³	9,3	5,9	1	3	
	Окислюваність перм.	– " –	3,91	6,20	2	2	
	ХСК	мгO ₂ /дм ³	18,9	65,7	2	4	
БСК _П	мгO ₂ /дм ³	4,55	10,4	3	4		
VII	Залізо	– " –	0,073	0,466	2	3	$I_{VIIICEP} = 14/8 =$ $= 1,75$ $I_{VIIIHГ} = 4$
	Марганець	– " –	0,0331	0,130	2	3	
	Мідь	– " –	0,0022	0,0160	2	2	
	Хром	– " –	0,0012	0,0040	1	2	
	Цинк	– " –	0,0070	0,0520	1	2	
	Нафтопродукти	– " –	0,0197	0,0940	2	3	
	СПАР	– " –	0,107	0,451	3	4	
Феноли	– " –	0,0007	0,0030	1	2		
$I_{IHГ-CEP} = (1,50+2,07+1,75)/3 = 1,77$ – клас 2, підклас 2(1); $I_{IHГ-НГ} = (2+4+4)/3 = 3,33$ – клас 3, підклас 3(4)							

За середніми блоковими й інтегральним індексами якості вод р. Дунай–м. Вилкове відноситься до класу 2 з характеристикою – добра, прийнятна якість. Це не співпадає з оцінкою за санітарними нормами – помірно забруднена. Номер класу співпадає з ГОСТ 2761-84, але у ГОСТ 2761-84 три класи і його клас 2 має характеристику задовільна якість вод або помірно забруднені води. Ця розбіжність є результатом усереднення. Наприклад, у другому блоці (табл. 9) за показниками нітриту, нітрату, фосфату та БСК_П вода відноситься до класів 3, 4 (задовільна, посередня), однак при усередненні за всіма показниками вона стає класу 2 (добра).

За найгіршими показниками оцінка різко відрізняється: за блоками вода має клас

4 (посередня); за інтегральним індексом – 3 (задовільна). Це співпадає з ГОСТ 2761-84. Однак оцінка за найгіршими значеннями показників занадто жорстка тому, що найгірші значення спостерігались лише один раз за увесь період спостережень.

Вдосконалення ДСТУ 4808:2007 можливо шляхом подальших змін при ґрунтовному оцінюванні якості вод: для кожного окремого показника замість середнього та найгіршого значень визначити значення із забезпеченістю 10% (C_{10}); за значеннях C_{10} для кожного окремого показника визначити клас якості вод; значення блокових індексів I_{I-VII} взяти за показниками з найбільшим (найгіршим) номером класу у блоках.

При узагальненому оцінюванні якості вод значення інтегрального індексу I_{INT} (також як і ДСТУ 4808:2007) розраховувати шляхом усереднення наявних блокових індексів. Це припустимо з врахуванням призначення узагальненої оцінки.

В табл. 10 наведені результати оцінки якості вод р. Дунай–м. Вилкове із запропонованими змінами. Ця оцінка вже співпадає з санітарними нормами: за блоковими індексами - класи 2–4; узагальнений - клас 3.

Таблиця 10 – Оцінка якості вод р. Дунай–м. Вилкове (2004-2009 рр.) за ДСТУ 4808:2007 при запропонованому вдосконаленому варіанті

Блок	Показник	Одиниця виміру	C_{10}	Клас за показником	Блоковий індекс
I	Кольоровість	град.	10,7	1	$I_I = 2$
	Завислі речовини	мг/дм ³	228,0	2	
II	Сухий залишок	– " –	335	1	$I_{II} = 4$
	Сульфати	– " –	45,9	2	
	Хлориди	– " –	36,6	2	
	Магній, мг/дм ³	– " –	16,5	2	
	Жорсткість	мг-екв/дм ³	4,36	2	
	Лужність	– " –	3,39	2	
	pH	–	8,18	3	
	Азот амонійний	мг/дм ³	0,346	3	
	Азот нітритний	– " –	0,045	3	
	Азот нітратний	– " –	1,92	4	
	Фосфати (за фосфором)	– " –	0,238 (0,104)	3	
	Розчинений кисень	– " –	6,8	3	
	Окислюваність перм.	– " –	5,08	2	
	ХСК	– " –	29,1	2	
	БСК _П	– " –	6,97	3	
VII	Залізо	– " –	0,178	3	$I_{VII} = 3$
	Марганець	– " –	0,0734	2	
	Мідь	– " –	0,0052	2	
	Хром	– " –	0,0023	1	
	Цинк	– " –	0,0209	2	
	Нафтопродукти	– " –	0,0380	2	
	СПАР	– " –	0,233	3	
Феноли	– " –	0,0017	2		
$I_{INT-CER} = (2+4+3)/3 = 3,0$ – клас 3					

Необхідно пам'ятати, що ця оцінка має забезпеченість приблизно 10% (за середніми значеннями показників – $\approx 50\%$). Вибір забезпеченості значень показників

при оцінці якості вод у кожному конкретному випадку потрібно виконувати за допомогою техніко-економічного обґрунтування.

Висновки. Аналіз результатів розрахунків дозволяє зробити такі висновки.

1. Основним недоліком вітчизняних норм при оцінці якості вод за деякий період часу є усереднення значень показників за цей період, а також відсутність нормування загальної кількості перевищень ГДК (загальної тривалості періодів забруднення вод).

2. Методика ДСТУ 4808:2007 за середніми блоковими та інтегральними індексами не дозволяє дати об'єктивну оцінку стану водного об'єкта із-за неодноразового усереднення вихідних і розрахункових даних.

3. Вдосконалення вітчизняних методик оцінки якості вод можливо шляхом використання C_{10} замість $C_{СЕР}$. Крім того, в ДСТУ 4808:2007 визначення I_{I-VII} необхідно виконувати за показником з найбільшим (найгіршим) номером класу.

4. Визначення забезпеченості значень показників при оцінці якості вод у кожному конкретному випадку необхідно виконувати шляхом техніко-економічного обґрунтування.

Перелік посилань

1. *Оцінка якості природних вод*: Навчальний посібник / С.М.Юрасов, Т.А.Сафранов, А.В.Чугай. – Одеса: Екологія, 2012. – 168 с.
2. *СанПиН – 4630–88*. Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения. Министерство здравоохранения СССР. – Москва – 1988.
3. *ГОСТ 2761–84*. Источники хозяйственно–питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. – Москва – 1985.
4. *Матеріали семінару «Основи природоохоронного законодавства України та Європейського співтовариства: водні ресурси»*. – К.: Державний інститут підвищення кваліфікації та перепідготовки кадрів Мінекобезпеки України, 1997. – 79 с.
5. *ДСТУ 4808:2007* – Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні і екологічні вимоги щодо якості води та правила вибирання. – К.: Держспожівстандарт України, 2007. – 36 с.

Рекомендации относительно усовершенствования оценки (классификации) качества вод хозяйственно-питьевого назначения по отечественным нормам на примере р. Дунай–г. Вилково Курьянова С.А., Юрасов С.Н.

В статье выполнен критический анализ оценки качества вод по различным методикам на примере р.Дунай-г.Вилково. Показано, что недостатки существующих методик не позволяют адекватно характеризовать состояние водных объектов как источников хозяйственно-питьевого назначения; что интегральный и средние блоковые индексы ДСТУ 4808:2007 нельзя использовать при классификации источников централизованного водоснабжения. Предложены пути усовершенствования ДСТУ 4808:2007.

Ключевые слова: оценка качества, хозяйственно-питьевое назначение, источник централизованного водоснабжения, показатель качества, блок показателей.

Recommendations for improvement (classification) of household water quality according to standards on the example of the Danube River at Vilkove. Kuryanova S.A., Yurasov S.M.

The article presents a critical analysis of water quality assessment by different methods on the example of the Danube River at Vilkove town. It is shown that the drawbacks of the existing methods do not make it possible to adequately characterize the state of water bodies as household water sources; and that the integral and average unit indices of DSTU 4808:2007 cannot be used for classification of the sources of centralized water supply. The proposed of improving DSTU 4808:2007.

Key words quality assessment, household water, the source of centralized water supply, the quality indicator, unit of indices.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИФРОВЫХ СОГЛАСОВАННЫХ ФИЛЬТРОВ В СИСТЕМАХ МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

В статье исследуется возможность цифровой реализации согласованных фильтров.

Ключевые слова: согласованный фильтр, оптимальный, реакция, характеристики, обнаружитель сигналов, амплитудный корректор.

Введение. Цифровая реализация согласованных фильтров в известной литературе рассмотрена недостаточно, в частности их амплитудная коррекция.

Материалы и метод исследования: исследуется цифровая реализация согласованного фильтра.

Цель статьи: исследовать возможность получения цифровых характеристик согласованного фильтра с амплитудной коррекцией.

Изложение основного материала. *Цифровые согласованные фильтры* [1,2,3]. Основным назначением любого приемника является выделение (обнаружение) полезного сигнала $x(nT)$ или его параметров из действующей на входе приемника аддитивной смеси $\tilde{x}(nT)$ сигнала и помехи (шума) $\xi(nT)$

$$x(nT) = \tilde{x}(nT) + \xi(nT) \quad (1)$$

В этой связи среди прочих задач можно выделить следующие:

1. Обнаружение полезного сигнала. Содержание этой задачи состоит в том, чтобы определить, имеется ли в действующем на входе приемника колебании полезный сигнал или оно образовано только помехой (шумом). Приемник в результате решения этой задачи должен дать ответ типа "да" или "нет".

2. Воспроизведение формы (параметров) передаваемого сигнала. По сути, это идентификация сигнала, форма (или структура) которого приемнику известна. Идентификация означает восстановление переданного сигнала по принятому сигналу. В силу не идеальности канала связи прием полезных сигналов происходит при априорной недостаточности сведений о свойствах помех, форма принимаемого сигнала оказывается искаженной, поэтому ее воспроизведение осуществляется с некоторой ошибкой. Воспроизведение формы (параметров) сигнала оправдано в тех случаях, когда имеет значение вид функциональной зависимости сигнала от времени. В результате решения этой задачи приемник выдает сигнал определенной формы или наиболее вероятные значения параметров сигнала.

3. Установление наличия сигнала известной формы среди одновременно действующих на входе приемника сигналов при условии, что относительно каждого из них известны некоторые априорные сведения. Такие задачи характерны для систем подвижной радиосвязи, передачи широкополосных сигналов и в радиолокации, когда важно лишь установить наличие или отсутствие сигнала определенной формы. В этом случае достаточно получить лишь признак того, сигнал какой формы был передан, и по этому признаку извлечь соответствующий ему сигнал из памяти приемника. Иначе говоря, приемник дает ответ типа "да/нет" по каждому из сигналов, которые могут действовать на входе приемника.

Для решения указанных задач строят оптимальные приемники, в состав которых

входят линейные фильтры. Выбор критерия оптимальности определяется решаемой задачей. Из многочисленного списка критериев (среднего риска, идеального наблюдателя, максимального правдоподобия и проч.) наибольшее распространение получил энергетический критерий максимума отношения мощностей сигнала $P(\omega)$ и помехи (шума) $W_n(\omega)$ на выходе линейного фильтра. Это отношение сокращенно называют сигнал/шум (С/Ш) и обозначают

$$\frac{C}{Ш} = \frac{P(\omega)}{W_n(\omega)} \quad (2)$$

Отношение (2) имеет разное содержание, зависящее от решаемой задачи. Поэтому всегда следует определять не только то, что понимается под сигналом, но и какими свойствами обладает шум.

Связь между характеристиками сигнала и согласованного с ним фильтра. Отношение сигнал/шум (2) определяется в известный момент времени $t_0 = n_0T$ возможного максимума (пика) сигнала $y(nT)$

$$\max |y(nT)| = |y(n_0T)|$$

как отношение этого максимума к среднеквадратичному (эффективному) \sqrt{N} значению шума

$$\frac{C}{Ш} = \frac{|y(n_0T)|}{\sqrt{N}}, \quad (3)$$

где T — период дискретизации.

Оптимальный по критерию максимума отношения С/Ш (3) линейный фильтр называется согласованным (СФ) с сигналом.

Постановка задачи. Определение СФ и выражение (3) говорят о том, что согласованный с сигналом фильтр позволяет получить в момент $t_0 = n_0T$ наибольшее отношение мгновенного значения сигнала $|y(n_0T)|$ на выходе фильтра к среднему квадратичному значению шума (помехи), т. е. согласованный фильтр максимизирует отношение С/Ш.

Поставим **задачу** определить связь между характеристиками фильтра и сигнала, с которым фильтр согласован. Решение будем искать при следующих условиях:

- на входе фильтра действует аддитивная смесь сигнала и помехи (1);
- фильтр является линейным с постоянными параметрами;
- сигнал полностью известен и является детерминированной (или квазидетерминированной) функцией времени;
- шум представляет собой стационарный случайный процесс с заданными характеристиками: законом распределения плотности вероятности и энергетическим спектром $W_n(\omega)$;

- здесь рассматривается наиболее простой случай, когда на входе фильтра действует белый шум, имеющий равномерный энергетический спектр $W_n(\omega) = W_0$ и обладающий нулевым средним; получаемые результаты могут быть распространены и на случай небелого шума.

Согласованный фильтр, являясь линейным, полностью описывается импульсной $h_{cf}(nT)$ и частотной $H_{cf}(e^{j\omega T})$ характеристиками, которые связаны между собой преобразованием Фурье:

$$h_{cf}(nT) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} H_{cf}(e^{j\omega T}) d\omega. \quad (4)$$

Таким образом, задача сводится к получению импульсной и частотной характеристик согласованного фильтра, для чего необходимо:

- вычислить по формуле свертки реакцию $y(nT)$ на входной сигнал $x(nT)$ и записать результат для $n = n_0$;
- вычислить среднеквадратичное значение шума \sqrt{N} на выходе фильтра и записать отношение (3);
- найти частотную характеристику $H_{cf}(e^{j\omega T})$;
- определить ИХ $h_{cf}(nT)$ подстановкой в (4) ЧХ $H_{cf}(e^{j\omega T})$.

Реакция согласованного фильтра. Реакция $y(nT)$ произвольного линейного фильтра, в том числе и согласованного, на входной сигнал $x(nT)$ в соответствии имеет вид

$$y(nT) = \sum_{m=0}^{\infty} x(mT) h_{cf}[(n-m)T]. \quad (5)$$

С другой стороны, если известно фурье-изображение $Y(e^{j\omega T})$ реакции $y(nT)$, она может быть получена с помощью обратного преобразования Фурье

$$y(nT) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} Y(e^{j\omega T}) e^{j\omega nT} d\omega. \quad (6)$$

Для определения $Y(e^{j\omega T})$ воспользуемся преобразованием Фурье свертки (5)

$$Y(e^{j\omega T}) = X(e^{j\omega T}) H_{cf}(e^{j\omega T})$$

Следовательно, сигнал на выходе фильтра можно записать как

$$y(nT) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\omega T}) H_{cf}(e^{j\omega T}) e^{j\omega nT} d\omega. \quad (7)$$

Представим спектр входного сигнала $x(nT)$ через его спектр амплитуд $X(e^{j\omega T})$ и спектр фаз $\varphi_x(\omega)$:

$$X(e^{j\omega T}) = \left| X(e^{j\omega T}) \right| e^{j \arg X(e^{j\omega T})} = \left| X(e^{j\omega T}) \right| e^{j\varphi_x(\omega)}$$

а частотную характеристику фильтра — через АЧХ $A(\omega)$ и ФЧХ $\varphi_{c\phi}(\omega)$:

$$H_{c\phi}(e^{j\omega T}) = \left| H_{c\phi}(e^{j\omega T}) \right| e^{j \arg H_{c\phi}(e^{j\omega T})} = A_{c\phi}(\omega) e^{j\varphi_{c\phi}(\omega)}.$$

Тогда (7) примет вид

$$y(nT) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} \left| X(e^{j\omega T}) \right| e^{j\varphi_x(\omega)} A_{c\phi}(\omega) e^{j\varphi_{c\phi}(\omega)} e^{j\omega nT} d\omega. \quad (8)$$

Предположим, что реакция $y(nT)$ достигает своего максимума в некоторый, пока еще не известный, момент $t_0 = n_0 T$. Для этого момента времени из (8) получаем

$$y(n_0 T) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} \left| X(e^{j\omega T}) \right| A_{c\phi}(\omega) e^{j[\varphi_x(\omega) + \varphi_{c\phi}(\omega) + \omega n_0 T]} d\omega. \quad (9)$$

Отношение сигнал/шум на выходе СФ. Энергия шума N на выходе произвольного линейного фильтра согласно равенству Парсеваля имеет вид

$$N = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} W_n(\omega) A^2(\omega) d\omega,$$

где: $W_n(\omega)$ - энергетический спектр шума, действующего на входе фильтра; $A(\omega)$ - АЧХ произвольного линейного фильтра, в том числе и согласованного.

Поскольку по условиям задачи предполагается белый шум, имеющий равномерный энергетический спектр $W_n(\omega) = W_0 = const$, энергия шума определится из выражения

$$N = \frac{T}{2\pi} W_0 \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A^2(\omega) d\omega,$$

а среднеквадратичное (эффе́ктивное) значение шума равно корню квадратному из N

$$\sqrt{N} = \left\{ \frac{T}{2\pi} W_0 \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A^2(\omega) d\omega \right\}^{1/2}.$$

Зная \sqrt{N} и $|y(n_0 T)|$, получаем отношение $C/Ш$ на выходе согласованного фильтра:

$$\frac{|y(n_0 T)|}{\sqrt{N}} = \frac{\left| \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} \left| X(e^{j\omega T}) \right| A_{c\phi}(\omega) e^{j[\varphi_x(\omega) + \varphi_{c\phi}(\omega) + \omega n_0 T]} d\omega \right|}{\left\{ \frac{T}{2\pi} W_0 \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A_{c\phi}^2(\omega) d\omega \right\}^{1/2}}. \quad (10)$$

Частотные характеристики согласованного фильтра. Прежде всего, определим условия, при которых выражение (10) достигает максимума. С этой целью воспользуемся неравенством Шварца и применим его к интегралу в (7):

$$\left| \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\omega T}) H_{c\phi}(e^{j\omega T}) d\omega \right|^2 \leq \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |X(e^{j\omega T})|^2 d\omega \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |H_{c\phi}(e^{j\omega T})|^2 d\omega.$$

которое, в силу равенства

$$|H_{c\phi}(e^{j\omega T})| = A_{c\phi}(\omega),$$

можно записать в тождественной форме

$$\left| \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\omega T}) H_{c\phi}(e^{j\omega T}) d\omega \right|^2 \leq \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |X(e^{j\omega T})|^2 d\omega \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A_{c\phi}^2(\omega) d\omega.$$

Теперь из отношения (10) получаем неравенство

$$\begin{aligned} \frac{|y(n_0 T)|}{\sqrt{N}} &= \frac{\left| \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\omega T}) A_{c\phi}(\omega) e^{j[\varphi_x(\omega) + \varphi_{c\phi}(\omega) + \omega n_0 T]} d\omega \right|}{\left\{ \frac{T}{2\pi} W_0 \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A_{c\phi}^2(\omega) d\omega \right\}^{1/2}} \leq \\ &\leq \frac{\frac{T}{2\pi} \left\{ \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |X(e^{j\omega T})|^2 d\omega \right\}^{1/2} \left\{ \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A_{c\phi}(\omega) d\omega \right\}^{1/2}}{\left\{ \frac{T}{2\pi} W_0 \int_{-\pi/T}^{\pi/T} A_{c\phi}^2(\omega) d\omega \right\}^{1/2}} \end{aligned} \quad (11)$$

и после сокращения множителей, содержащих $A_{c\phi}(\omega)$, имеем

$$\frac{|y(n_0 T)|}{\sqrt{N}} \leq \sqrt{\frac{T}{2\pi W_0}} \left\{ \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |X(e^{j\omega T})|^2 d\omega \right\}^{1/2}. \quad (12)$$

Из полученных выражений следует, что отношение сигнал/шум на выходе фильтра достигает максимума, когда неравенство обращается в равенство

$$\frac{|y(n_0T)|}{\sqrt{N}} = \sqrt{\frac{T}{2\pi W_0}} \left\{ \int_{-\pi/T}^{\pi/T} |X(e^{j\omega T})|^2 d\omega \right\}^{1/2}, \quad (13)$$

причем исследуемое отношение, с одной стороны, не зависит от $A_{c\phi}(\omega)$, а с другой — полностью определяется модулем $|X(e^{j\omega T})|$.

Однако согласованный фильтр как линейная система характеризуется своими частотными характеристиками $A_{c\phi}(\omega)$ и $\varphi_{c\phi}(\omega)$, которые необходимо найти. Для этого определим условия, при которых (10) достигает максимума:

- первое условие следует из числителей (10) и (11) - сумма аргументов должна равняться нулю

$$\varphi_x(\omega) + \varphi_{c\phi}(\omega) + \omega n_0 T = 0,$$

а потому ФЧХ согласованного фильтра должна иметь вид

$$\varphi_{c\phi}(\omega) = -[\varphi_x(\omega) + \omega n_0 T]; \quad (14)$$

это говорит о том, что ФЧХ согласованного фильтра равна взятой с обратным знаком сумме спектра фаз входного сигнала и линейно зависящего от частоты слагаемого;

- второе условие следует из (13) — АЧХ согласованного фильтра должна быть пропорциональна спектру амплитуд сигнала

$$A_{c\phi}(\omega) = k |X(e^{j\omega T})|, \quad (15)$$

где $k = const$ - коэффициент пропорциональности.

Теперь на основании условий (14) и (15) можно записать частотную характеристику согласованного фильтра:

$$H_{c\phi}(e^{j\omega T}) A_{c\phi}(\omega) e^{j\varphi_{c\phi}(\omega)} = k |X(e^{j\omega T})| e^{-j\varphi_x(\omega)} e^{-j\omega n_0 T}.$$

Но поскольку функция

$$|X(e^{j\omega T})| e^{-j\varphi_x(\omega)} = X(e^{-j\omega T}) = X^*(e^{j\omega T}),$$

является комплексно-сопряженной по отношению к функции $X(e^{j\omega T})$, получаем окончательное выражение для частотной характеристики фильтра, согласованного с сигналом $x(nT)$, имеющим спектр $X(e^{j\omega T})$,

$$H_{c\phi}(e^{j\omega T}) = k X^*(e^{j\omega T}) e^{-j\omega n_0 T}, \quad (16)$$

или в нормированных частотах

$$H_{c\phi}(e^{j\hat{\omega}}) = kX^*(e^{j\hat{\omega}})e^{-j\hat{\omega}n_0T}. \quad (17)$$

Импульсная характеристика согласованного фильтра. По известной частотной характеристике (16) нетрудно найти импульсную характеристику СФ (4)

$$h_{c\phi}(nT) = \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} H_{c\phi}(e^{j\omega T}) e^{j\omega nT} d\omega = k \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X^*(e^{j\omega T}) e^{j\omega(n-n_0)T} d\omega. \quad (18)$$

Учитывая соотношение

$$X^*(e^{j\omega T}) = X(e^{-j\omega T})$$

и вводя новую переменную $\psi = -\omega$, приведем равенство (18) к более удобному для анализа виду:

$$h_{c\phi}(nT) = -k \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\psi T}) e^{j\psi(n-n_0)T} d\psi = k \frac{T}{2\pi} \int_{-\pi/T}^{\pi/T} X(e^{j\psi T}) e^{j\psi(n-n_0)T} d\psi.$$

Но поскольку подынтегральное выражение содержит преобразование Фурье $kX(e^{j\psi T})e^{j\psi n_0T}$ последовательности (функции)

$$kx[(n_0 - n)T]$$

то импульсная характеристика согласованного с сигналом $x(n)$ фильтра равна этой последовательности:

$$h_{c\phi}(nT) = kx[(n_0 - n)T], \quad (19)$$

или в нормированном времени

$$h_{c\phi}(n) = kx(n_0 - n). \quad (20)$$

Поставленная задача решена.

Свойства импульсной характеристики СФ. Рассмотрим свойства согласованного с сигналом $x(nT)$ фильтра и физический смысл полученных соотношений во временной и частотной областях.

Из определения импульсной характеристики следует, что при $n < 0$ она должна быть равна нулю

$$h_{c\phi}(n)|_{n < 0} = 0.$$

Это требование помогает выяснить смысл задержки в (19), а именно: если

длительность сигнала (или его отрезка) равна $n_c T$, то:

- во-первых, ИХ (19) должна отвечать условию

$$h_{c\phi}(nT) = kx\left[\left(n_0 - n\right)T\right]_{n_0 < n_c} = 0.$$

и потому представлять собою отсчета сигнала (или его отрезка), взятые в обратном порядке;

- во-вторых, лишь при $n_0 > n_c$ вся энергия сигнала может быть использована для формирования его максимума;

- в-третьих, максимум формируется в момент $n_0 T$;

- в-четвертых, увеличение n_0 свыше n_c не влияет на значение максимума, но только сдвигает его вправо.

Все сказанное означает, что и длительность n_c сигнала $x(n)$, и длительность n_0 ИХ согласованного с сигналом фильтра должны быть конечными и равными друг другу:

$$n_0 = n_c.$$

Отсюда следует второе, наиболее часто используемое определение согласованного фильтра: фильтром, согласованным с сигналом $x(nT)$ длительностью $n_0 T$, называется фильтр с конечной импульсной характеристикой $h_{c\phi}(nT)$ вида

$$h_{c\phi}(nT) = kx\left[\left(n_0 - n\right)T\right],$$

отсчеты которой равны отсчетам сигнала, взятым в обратном порядке.

Запишем передаточную функцию согласованного фильтра с точностью до коэффициента k , приняв его равным единице. По определению передаточной функции имеем

$$H_{c\phi}(z) = \sum_{n=0}^{n_0} h_{c\phi}(n) z^{-n} = \sum_{n=0}^{n_0} x(n_0 - n) z^{-n};$$

произведя замену переменных $n_0 - n = m$, $n = n_0 - m$, получим

$$H_{c\phi}(z) = \sum_{m=0}^{n_0} x(m) z^{-n_0} z^m = z^{-n_0} \sum_{m=0}^{n_0} x(z^{-1})^{-m},$$

или

$$H_{c\phi}(z) = z^{-n_0} X\left(z^{-1}\right).$$

Свойства ФЧХ согласованного фильтра. Обратимся к выражению (14)

$$\arg H_{c\phi}(e^{j\omega T}) \varphi_{c\phi}(\omega) = -\left[\varphi_x(\omega) + \omega_{n_0} T\right] = -\varphi_x(\omega) + \omega_{n_0} T.$$

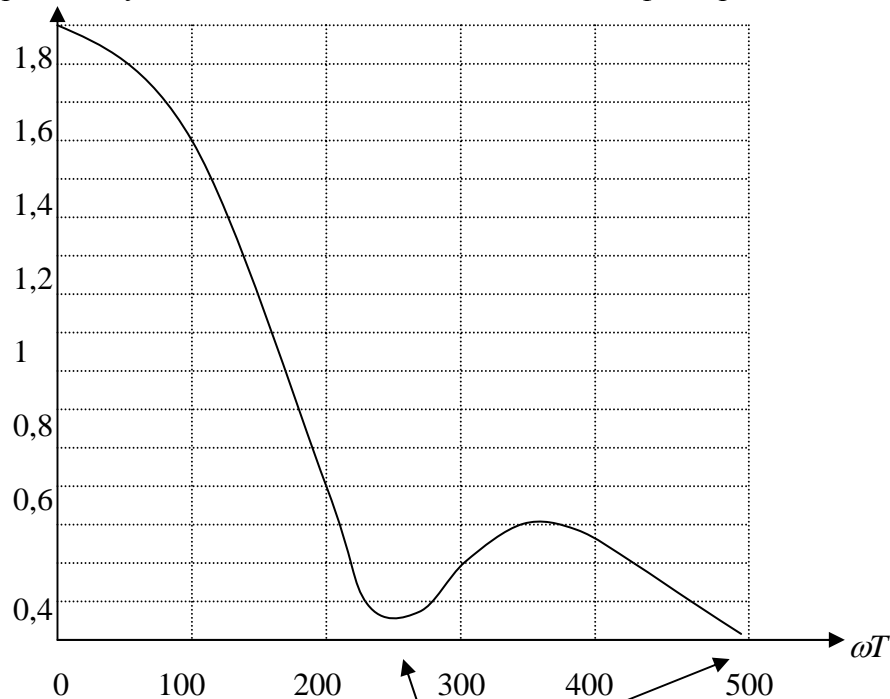
Первое слагаемое, равное $-\varphi_x(\omega)$, компенсирует спектр фаз $\varphi_x(\omega)$ сигнала, поэтому при отсутствии второго слагаемого $-\omega_{n_0}T$ все составляющие выходного сигнала имели бы нулевые начальные фазы в момент $n_0 = 0$ и максимум сигнала пришелся бы именно на момент $n_0 = 0$, что физически не реализуемо; линейная же часть ФЧХ обеспечивает сдвиг момента образования максимума сигнала из точки $nT = 0 (n = 0)$ в точку n_0T , и такой фильтр физически возможен.

Свойства АЧХ согласованного фильтра. Выражение (15) устанавливает, что АЧХ согласованного фильтра должна по своей форме совпадать со спектром амплитуд сигнала, т. е.

$$A_{сф}(\omega) = k |X(e^{j\omega T})| = k |X^*(e^{j\omega T})|.$$

Физически это означает, что фильтр пропускает спектральные составляющие сигнала и шума неравномерно: в частотных областях, где значения АЧХ малы $A_{сф}(\omega) \ll 1$, составляющие получают большее ослабление. Однако в силу того, что АЧХ по форме совпадает со спектром амплитуд сигнала (рис. 1), ослабление сигнала выражено в меньшей степени, поскольку в указанных областях расположены спектральные составляющие сигнала, вклад которых в величину максимума незначителен; мощность же белого шума в этих областях $W_{вых} = (\omega)A_{сф}^2(\omega)W_0$ снижается весьма существенно.

Спектр амплитуд сигнала \Leftrightarrow АЧХ согласованного фильтра



Области существенного снижения мощности шума

Рис. 1- Спектр амплитуд сигнала и АЧХ согласованного фильтра.

Это приводит к ослаблению шума относительно сигнала, вследствие чего максимизируется отношение $C/Ш$ на выходе фильтра.

Решающая схема обнаружителя сигналов. Изученные выше свойства СФ позволяют на основе согласованных фильтров построить обнаружитель одного из группы возможных сигналов, поступающего на вход приемника вместе с помехой (шумом).

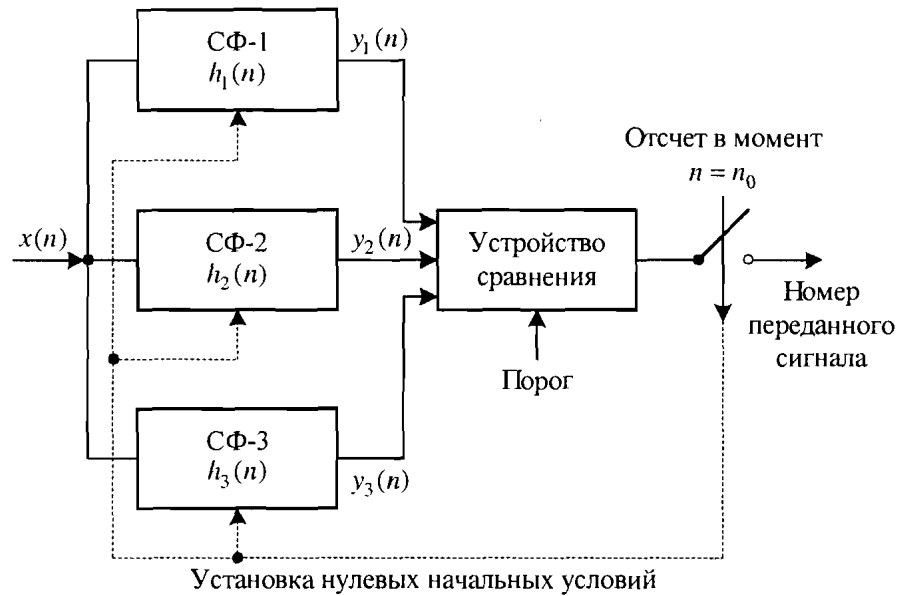


Рис. 2 - Решающая схема обнаружителя сигналов с согласованными фильтрами.

Структурная схема обнаружителя сигналов, построенная на базе согласованных фильтров, изображена на рис. 2. Входной сигнал $x(n)$ поступает одновременно на три параллельно соединенных фильтра, каждый из которых согласован с формой своего сигнала. Выходы фильтров подключены к устройству сравнения, параметром которого является порог $d_{порог}$ - минимально допустимая величина сигнала $y(n)$, при которой сигнал считается принятым (в противном случае предполагается, что на входе фильтра действует помеха). Мгновенные значения сигналов $|y_i(n_0)|$ выходах фильтров сравниваются в момент $n_0 = 0$ окончания сигнала $x(n)$, Если реакция i -го согласованного фильтра максимальна и соответствует условию

$$|y_i(n_0)| > d_{порог} = const,$$

переданным считается сигнал $x_i(n)$, с которым согласован этот фильтр. Выходы остальных фильтров воспринимаются как помеха, или шум. Существенным в работе обнаружителя является обязательная установка нулевых начальных условий в СФ в момент $x_i(n)$.

$$|y_i(n_0)| = \max \{ |y_1(n_0)|, |y_2(n_0)|, |y_3(n_0)| \}$$

Амплитудные корректоры. Амплитудными корректорами (АК) называют фильтры, предназначенные для выравнивания АЧХ (или характеристики ослабления $a(f)$ системы (например, канала связи) в пределах ее рабочей полосы до

установленных норм.

Амплитудные корректоры подключаются каскадно с корректируемым частотным трактом и устанавливаются либо перед трактом (рис. 3, а), либо после него (рис. 3, б).

Форма АЧХ амплитудных корректоров ничем не ограничивается, поэтому в АЧХ корректоров не выделяют полосы пропускания, задерживания и переходные полосы (рис. 4). Реализация таких требований наиболее удобна в виде КИХ-системы с линейной ФЧХ, поэтому обычно амплитудные корректоры синтезируют как оптимальные (по Чебышеву) фильтры с произвольной АЧХ.

На рис. 3, а показан пример частотной характеристики некоторого частотного тракта $A_{\text{ЧТ}}(f)$, настолько искаженной в полосе пропускания, что вследствие нарушений начальных соотношений между амплитудами частотных составляющих сигнала возникают недопустимые изменения его формы при прохождении через такой тракт.

Для устранения обнаруженных искажений ЧХ частотного тракта необходимо последовательно с ним включить амплитудный корректор (см. рис. 3), условиях АЧХ всей системы $A(f)$ будет равна произведению частотных характеристик тракта и корректора

$$A(f) = A_{\text{ЧТ}}(f) \cdot A_{\text{Кор}}(f),$$

а характеристика ослабления представится суммой характеристик ослабления частотного тракта и корректора

$$a(f) = a_{\text{ЧТ}}(f) + a_{\text{Кор}}(f)$$

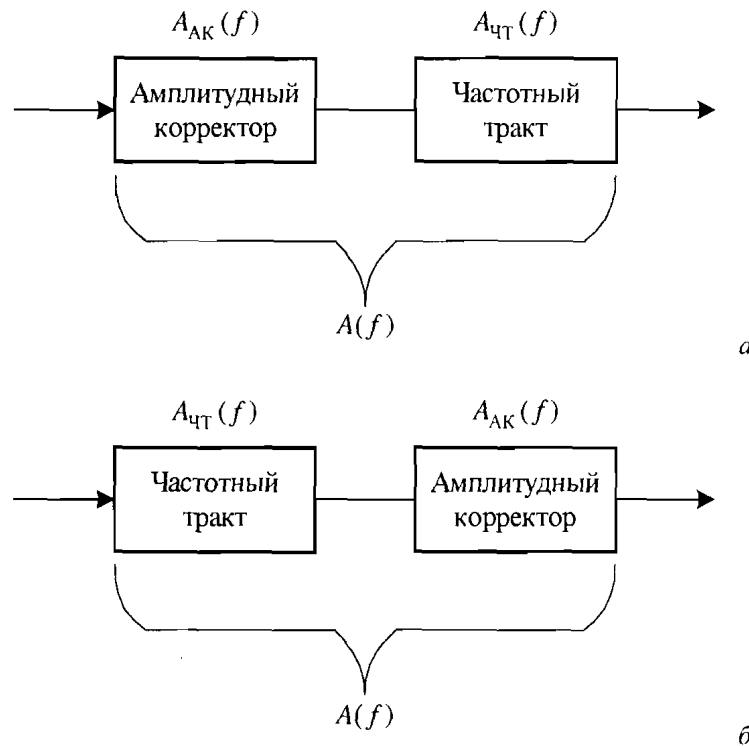


Рис. 3 - Варианты размещения АК: перед частотным трактом (а), после частотного тракта (б).

Полученная АЧХ изображена на рис. 4, е.

Из сказанного следует, что АЧХ корректора $A_{кор}(f)$:

- определяется в каждой точке интервала $[0, f_d/2]$;

- назначается равной единице $A_{кор}(f)=1$ во всех частотных областях, не требующих коррекции;

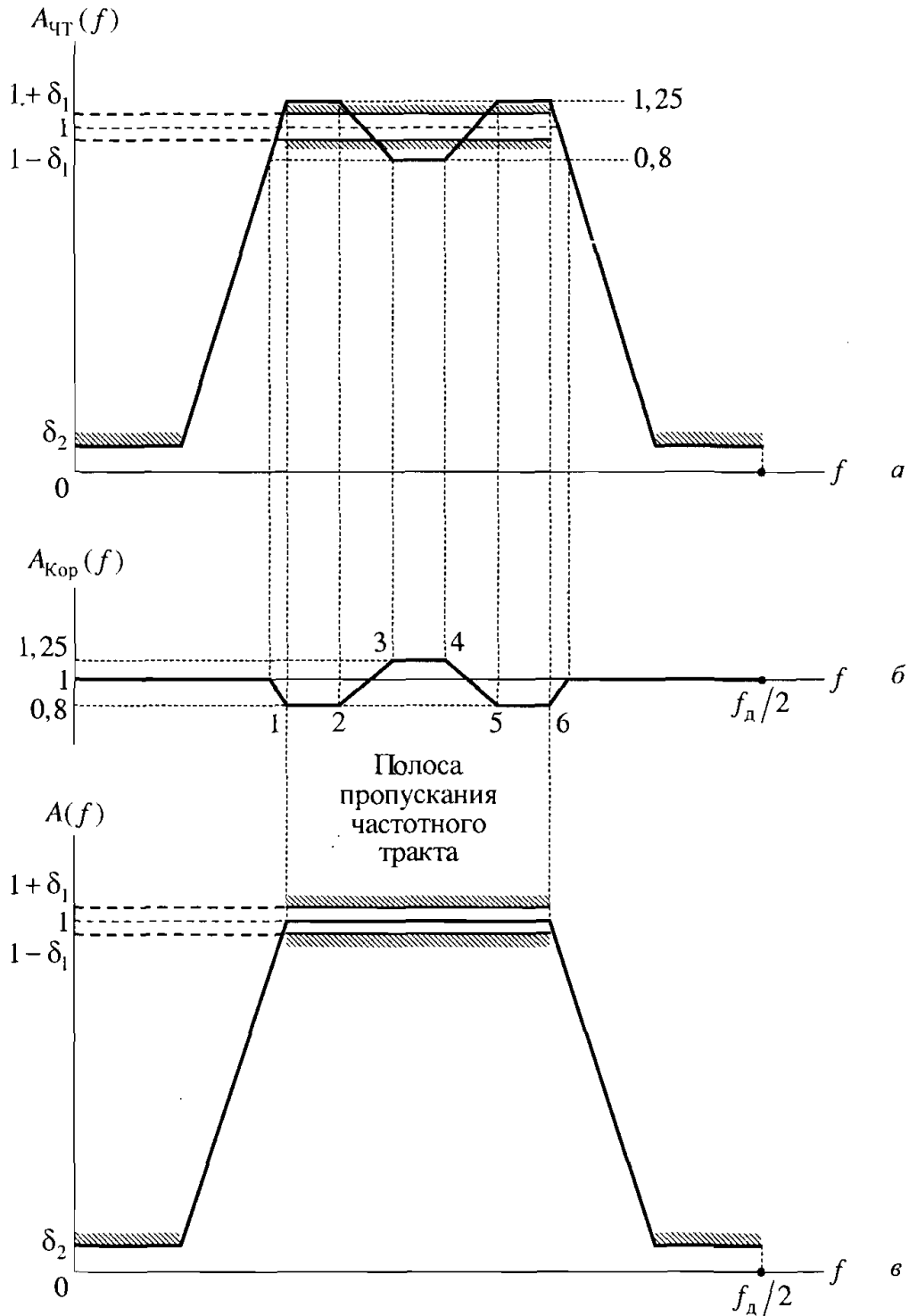


Рис. 4 - Амплитудно-частотные характеристики: тракта (а), корректора (б), всей системы после коррекции (е).

- задается ломаной линией в частотных областях, требующих коррекции, причем в характерных i -х точках должна иметь значение, обратное значению ЧХ тракта

$$A_{iКор} = 1/A_{iЧТ}$$

На рис. 4, б это точки с номерами $i = 1, 2, \dots, 6$; например, в точках 1 и 4

$$A_{1Кор} = 1/1,25 = 0,8; \quad A_{4Кор} = 1/0,8 = 1,25.$$

Нетрудно распространить изложенное на характеристику ослабления корректора:

- в частотных областях, где не требуется коррекции,

$$a_{Кор}(f) = 0$$

- в точках частотной области, где коррекция необходима,

$$a_{iКор} = -a_{iЧТ}.$$

Заключение. Исследования показали что цифровая реализация согласованных фильтров позволяет обеспечить оптимальный процесс обнаружения сигналов с использованием амплитудных корректоров.

Список литературы

1. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы: Учебник для вузов. – М.: Радиосвязь, 1994. – 295с.
2. Гольденберг Л.М., Матюшкин Б.Д., Поляк М.Н. Цифровая обработка сигналов: Учебное пособие для вузов. – М.: Радиосвязь, 1990.– 302с.
3. Parks T. W., Burrus C.S. Digital Filter Design. – New York: John Wiley & Sons, Inc., 1987. – 680 p.

Дослідження цифрових узгоджених фільтрів в системах моніторингу навколишнього середовища
О.С. Лімонов, Д.І. Вельміскін, К.О. Дяченко.

В статті досліджується можливість цифрової реалізації погоджених фільтрів.

Ключові слова: *погоджений фільтр, оптимальний, реакція, характеристики, визначник сигналів, амплітудний коректор.*

Digital matched filters investigation for system of informant monitoring. A.C. Limonov, D.I. Velmiskin, E.A. Diachenko.

In the article Digital matched filters investigation are prevented.

Key words: *matched filter, optimal, reaction, characteristics, signal detector, amplitude corrector.*

АНАЛІЗ ФІЛЬТРА КАЛМАНА СТОСОВНО ДО ВІДНОВЛЕННЯ ІЗОГІПС ПРИ ПОБУДОВІ КАРТ ЦИФРОВОГО РЕЛЬЄФУ

В статті досліджена можливість використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові рельєфу цифрових карт.

Ключові слова: фільтр Калмана, ізогіпси, алгоритм, оцінка, побудова, карта цифрового рельєфу.

Вступ. Використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові карт цифрового рельєфу в відомій літературі розглянуто недостатньо.

Матеріали і методи дослідження: розглядається модель динамічної системи і алгоритм функціонування фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові карт цифрового рельєфу.

Мета статті: дослідити можливість використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові карт цифрового рельєфу.

Виклад основного матеріалу. Модель динамічної системи. Фільтри Калмана базуються на лінійних динамічних системах, дискретних за часом. Такі системи моделюються колами Маркова за допомогою лінійних операторів і доданків з нормальним розподілом. Стан системи описується вектором кінцевої розмірності – вектором стану. У кожен такт часу лінійний оператор діє на вектор стану і переводить його в інший вектор стану (детермінована зміна стану), додається деякий вектор нормального шуму (випадкові чинники) і в загальному випадку вектор управління, що моделює дію системи управління. Фільтр Калмана можна розглядати як аналог прихованим моделям Маркова, з тією відмінністю, що змінні системи, що описують стан, є елементами нескінченної множини дійсних чисел (на відміну від кінцевої множини простору станів в прихованих моделях Маркова). Крім того, приховані моделі Маркова можуть використовувати довільні розподіли для наступних значень вектора стану на відміну від фільтра Калмана, що використовує модель нормально розподіленого шуму. Існує строгий взаємозв'язок між рівняннями фільтра Калмана і прихованої моделі Маркова. Огляд цих і інших моделей дали Roweis і Chahramani (1999) [1].

При використанні фільтра Калмана для отримання оцінок вектора стану процесу по серії зашумлених вимірів необхідно представити модель цього процесу відповідно до структури фільтра – у вигляді матричного рівняння певного типу. Як показано на рис.1, для кожного такту k роботи фільтра необхідно відповідно до наведеного нижче опису визначити: матрицю еволюції процесу F_k ; матрицю спостережень H_k ; коваріаційну матрицю процесу Q_k ; коваріаційну матрицю шуму вимірів R_k ; за наявності керувальних дій матрицю їх коефіцієнтів B_k .

Модель системи (процесу) передбачає, що істинний стан у момент k виходить з істинного стану в момент $(k - 1)$ відповідно до рівняння

$$x_k = F_k x_{k-1} + B_k u_k + w_k, \quad (1)$$

де F_k – матриця еволюції процесу/системи, яка впливає на вектор стану у момент k ; B_k – матриця управління, яка прикладається до вектора керувальних дій u_k ; w_k – нормальний випадковий процес з нульовим математичним очікуванням і коваріаційною матрицею Q_k , який описує випадковий характер еволюції системи/процесу:

$$w_k \sim N(0, Q_k). \quad (2)$$

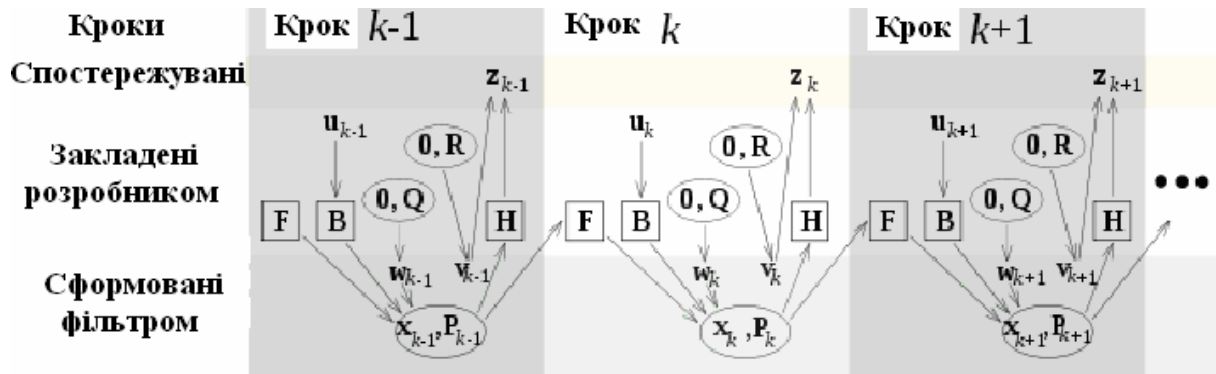


Рис. 1 – Ілюстрація роботи фільтра.

У момент k проводиться спостереження (вимір) z_k істинного вектора стану x_k , які пов'язані між собою рівнянням

$$z_k = H_k x_k + v_k, \quad (3)$$

де H_k – матриця вимірів, що зв'язує істинний вектор стану і вектор проведених вимірів; v_k – білий шум вимірів з нульовим математичним очікуванням і коваріаційною матрицею R_k

$$v_k \sim N(0, R_k). \quad (4)$$

Початковий стан і вектори випадкових процесів на кожному такті $\{x_0, w_1, \dots, w_k, v_1, \dots, v_k\}$ вважаються незалежними. Багато реальних динамічних систем не можна точно описати цією моделлю. На практиці не врахована в моделі динаміка може серйозно зіпсувати робочі характеристики фільтра, особливо при роботі з невідомим стохастичним сигналом на вході. Більше того, неврахована в моделі динаміка може зробити фільтр нестійким. З іншого боку незалежний білий шум як сигнал не призводитиме до розбіжності алгоритму. Завдання відділення шумів вимірів від неврахованої в моделі динаміки складне, вирішується воно за допомогою теорії робастних систем управління [1]. Запропонований Калманом алгоритм цифрової фільтрації відразу одержав позитивні відгуки фахівців: розвиток обчислювальної техніки на той час вже знаходився на досить високому рівні, а крім того, існували ряд завдань (наприклад, спільне використання навігаційних систем різної природи), які

потребували зручного засобу обробки даних в реальному часі. Проте незабаром було визнано, що практичне застосування фільтра Калмана, незважаючи на простоту алгоритму, потребує особливої уваги до побудови математичних моделей оброблюваних процесів, а також до точності комп'ютерної арифметики. З урахуванням цих вимог згодом було розроблено і випробувано багато варіантів застосування алгоритму Калмана при вирішенні завдань навігації, геодезії, геології, океанографії, гідродинаміки і багатьох інших областей знання.

Алгоритм фільтра Калмана. Уявімо собі деяку систему, стан якої у будь-який момент часу однозначно характеризується певним набором величин (наприклад, координати, швидкості, рівні напруги і т.п.), як правило, недоступних для безпосереднього визначення. Говорячи термінами векторної алгебри, ці величини є елементами вектора стану системи, віднесеного до заданого моменту часу. Крім того, є ряд змінних, деяким чином пов'язаних із станом системи, які можна виміряти із заданою точністю; такі величини складають вектор вимірів, що відноситься до певного моменту часу. Алгоритм фільтра Калмана дозволяє в реальному часі побудувати оптимальну оцінку стану системи, грунтуючись на вимірах, які неминуче містять похибки; при цьому вектор вимірів розглядається як багатовимірний вихідний сигнал системи, обтяжений шумом, а вектор стану – невідомий багатовимірний сигнал, що підлягає визначенню. Умовою оптимальності побудованої оцінки стану є мінімум її середньої квадратичної помилки. Вказаний критерій визнано найбільш загальним; доведено, що застосування безлічі інших подібних умов (наприклад, середнє арифметичне деякої безперервно зростаючої, симетричної функції, такої як абсолютна величина) приводить до того ж рішення (функція модуля не має безперервної похідної, що істотно утрудняє її застосування в алгоритмах мінімізації). Фільтр Калмана став істотним удосконаленням свого попередника – алгоритму, що дозволяє за допомогою методу найменших квадратів виділяти скалярний сигнал з шуму з незмінними статистичними характеристиками, запропонований Вінером.

Рис. 2 ілюструє роботу алгоритму фільтра Калмана. Початковими умовами на кожному новому циклі алгоритму служать оцінка стану системи і величина похибки, що характеризує її.

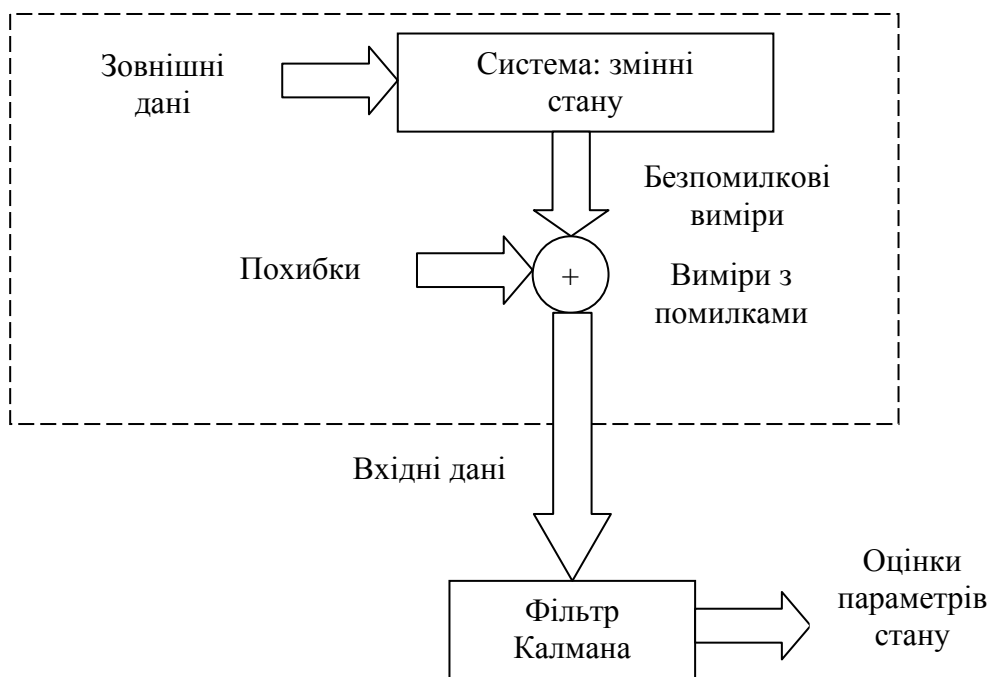


Рис. 2 – Робота фільтра Калмана.

У разі скалярної змінної такою характеристикою є дисперсія, яка тим більша, чим сильніший розкид індивідуальних значень відносно істинного. Поширена оцінка дисперсії – середнє квадратичне відхилення, тобто квадрат стандартного відхилення, – виражає міру розкиду величини відносно середньої. Узагальненням дисперсії для вектора, тобто сукупності скалярних величин, служить коваріаційна матриця. Її діагональні елементи є дисперсіями відповідних складових вектора, а недиагональні – коваріаціями, що характеризують взаємозв'язок між парою складових. Сукупність вимірів, віднесених до кожного з моментів часу, узагальнює вектор вимірів. Алгоритм послідовно обробляє вектори вимірів, які знову надходять, враховуючи при цьому значення, вчислені на попередньому циклі. Ця особливість відрізняє алгоритм фільтра Калмана від нерекурентних алгоритмів, яким для роботи необхідно зберігати увесь масив оброблюваних даних. На наступному кроці за допомогою оброблюваних на цьому циклі вимірів уточнюються початкові умови. Для цього алгоритм обчислює вагу поправок до них на основі коваріаційних матриць оцінки стану і вимірів. Чим меншою похибкою характеризуються виміри в порівнянні з оцінкою стану системи, тим більшу вагу вони отримують. Відносні ваги невідомих, таких, що визначають вектор стану системи, залежать від міри їх впливу на вектор вимірів: більшу вагу отримують ті змінні, вклад яких у виміри більший.

Уточнення початкових умов на основі вимірів, що надійшли на цьому циклі, в загальному випадку, зумовлює зменшення невизначеності в оцінці стану системи. виправлені таким чином початкові умови і є вихідними даними фільтра Калмана на кожному циклі. На завершальному етапі роботи алгоритму відбувається підготовка до вступу нового вектора вимірів. На основі заданого лінійного перетворення, що зв'язує наступний вектор стану з попереднім, прогнозується оцінка стану системи, віднесена до моменту наступного виміру. При побудові коваріаційної матриці прогнозованого вектора стану фільтром Калмана враховується можливість спотворення моделі, що описує поведінку системи, деяким випадковим процесом з відомими статистичними параметрами. Оскільки конкретні значення збурювального ефекту не можуть бути відомі, ця обставина сприяє підвищенню невизначеності прогнозу. У міру послідовної обробки нових вимірів відбувається накопичення фільтром корисної інформації, тому якщо елементи вектора стану упевнено виражаються через виміряні величини, то сумарна похибка оцінок, як правило, повинна знижуватися. Проте оскільки разом з поліпшенням точності оцінок на етапі їх уточнення має місце її зниження при побудові прогнозу, то ці тенденції, компенсуючи одна одну, надалі приведуть до стабілізації невизначеності, що характеризує оцінку стану системи. У разі відсутності чинника, що вносить збурення до процесу переходу системи з одного стану в інший, похибка оцінок у результаті досягає малих значень. Міра невизначеності оцінки стану системи, яка змінюється в процесі роботи алгоритму, спричиняє собою і зміну вагів, що обчислюються на другому кроці; ця обставина виділяє фільтр Калмана як алгоритм із змінними вагами.

Якщо стан даної системи незмінний, то алгоритм фільтра Калмана зводиться до послідовної форми класичного методу найменших квадратів, в якому матриця, зворотна коваріаційній, виступає ваговою. Іншими словами, фільтр Калмана є, по суті, рекурентним способом рішення задачі порівняння за методом найменших квадратів. Це завдання уперше вирішено К. Гауссом, результати були опубліковані в роботі "Теорія руху небесних тіл", в якій він застосував метод найменших квадратів до визначення елементів орбіт небесних тіл. Усі викладені в цій роботі положення, що стосуються ефективності застосування цього методу при обробці результатів вимірів, в рівній мірі відносяться і до фільтра Калмана.

Функціонування фільтра Калмана. Робота фільтра Калмана є циклом з двох кроків:

- 1) попередня оцінка (пророцтво) наступного значення стану;
- 2) уточнення оцінки, на даних, що надійшли.

Приклад для двовимірного випадку (тільки по положенню).

Модель процесу :

$$\begin{bmatrix} x_k \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_{k-1} \\ y_{k-1} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sim x_{k-1} \\ \sim y_{k-1} \end{bmatrix}, \quad (5)$$

де $\begin{bmatrix} x_k \\ y_k \end{bmatrix}$ – стан системи \bar{x}_k ; $\begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$ – матриця переходу станів A ; $\begin{bmatrix} x_{k-1} \\ y_{k-1} \end{bmatrix}$ – стан системи на попередньому кроці \bar{x}_{k-1} ; $\begin{bmatrix} \sim x_{k-1} \\ \sim y_{k-1} \end{bmatrix}$ – шум \bar{w}_{k-1} .

Шум береться білим, з нормальним розподілом вірогідності і незалежним для процесу і виміру. Матриця A визначає зв'язок стану системи в попередній і поточний моменти часу. Коваріація шуму процесу Q і коваріація шуму виміру R можуть змінюватися з часом, але ми вважаємо їх постійними.

З урахуванням прийнятих позначень отримаємо алгоритм роботи фільтра

$$\bar{x}_k = A\bar{x}_{k-1} + \bar{w}_{k-1}. \quad (6)$$

Модель вимірів:

$$\begin{bmatrix} u_k \\ v_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} H_x & 0 \\ 0 & H_y \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_k \\ y_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sim u_k \\ \sim v_k \end{bmatrix}. \quad (7)$$

Матриця H співвідносить між собою стан системи і виміру Z .

Та ж модель у вигляді звичайних рівнянь

$$u_k = H_x \cdot x_k + \sim u_k, \quad (8)$$

$$v_k = H_y \cdot y_k + \sim v_k. \quad (9)$$

Те ж у векторно-матричному записі

$$\bar{z}_k = H\bar{x}_k + v_k. \quad (10)$$

Таким чином маємо.

Матриця зв'язку:

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (11)$$

Одинична матриця:

$$I = E = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (12)$$

Матриця коваріації шуму в моделі процесу:

$$Q = E \cdot \left\{ \bar{w} \cdot \bar{w}^T \right\} = \begin{bmatrix} Q_{xx} & 0 \\ 0 & Q_{yy} \end{bmatrix}. \quad (13)$$

Матриця коваріації шуму в моделі виміру:

$$R = E \cdot \left\{ \bar{V} \cdot \bar{V}^T \right\} = \begin{bmatrix} R_{xx} & 0 \\ 0 & R_{yy} \end{bmatrix}. \quad (14)$$

Ініціалізація змінних:

$$\bar{x}_0 = H \cdot \bar{z}_0, \quad (15)$$

$$P_0 = \begin{bmatrix} \varepsilon & 0 \\ 0 & \varepsilon \end{bmatrix}. \quad (16)$$

Пророцтво:

$$\bar{x}_k^- = A \cdot \bar{x}_{k-1}^-, \quad (17)$$

$$P_k^- = A \cdot P_{k-1}^- \cdot A^T + Q. \quad (18)$$

Корекція:

$$\bar{x}_k = \bar{x}_k^- + K \cdot (z_k - H \cdot \bar{x}_k^-), \quad (19)$$

$$P_k = (I - K \cdot H) \cdot P_k^-, \quad (20)$$

$$K = P_k^- \cdot H^T \cdot (H \cdot P_k^- \cdot H^T + R)^{-1}. \quad (21)$$

Методика відновлення ізогіпс. При фільтрації топографічних карт з метою виділення ліній рівних висот (ізогіпси) виникає проблема, пов'язана з розривом ізогіпси, через те що на карту нанесена й інша інформація. Тому потрібно здійснювати відновлення цих розривів, зокрема і за допомогою фільтрації Калмана.

Опис взаємодії методики згладжування та екстраполяції при поліноміальній моделі та по параметрах траєкторії ізогіпси. Після автозахоплення точки на ізолінії інформація про її координати надходить на автосупроводження. Під дією

різноманітних перешкод, які проявляються в помилках у вимірюванні координат, випадкових відхиленнях точки від заданої траєкторії та ін., ця інформація спотворюється. Використовуючи невірну інформацію у дискретні моменти часу, необхідно в процесі автосупроводження побудувати траєкторію із точок, які з'єднують кінцівки розриву ізогіпси.

Задачу створення оптимальних алгоритмів екстраполяції та згладжування координат, представлених у вигляді поліному з випадковими коефіцієнтами g_i , $i = 0, 1, \dots, n$, можна вирішити за допомогою критерію максимальної правдоподібності. Оскільки випадкова функція $R(g, t)$ розподілена нормально, то її функція правдоподібності n -мірної вибірки відповідає функції системі корельованих нормально розподілених випадкових величин. Скориставшись загальним правилом знаходження оцінок за методом максимальної правдоподібності, можна отримати оцінку згладженої координати, наприклад $x^* c(t_N)$, у момент t_N останнього спостереження у вигляді:

$$X^* c(t_N) = \sum_{r=0}^S g^* r t^r_N . \quad (22)$$

Подібно до цього можна знайти оцінку екстрапольованої координати на будь який проміжок часу $t_N + p$:

$$X^*_E(t_{N+p}) = \sum_{r=0}^S g^* r t^r_{N+p} . \quad (23)$$

Остаточні формули для оцінок координат та параметрів при поліноміальній моделі переміщення точок ізогіпси залежать від степеня вибраного поліному.

Якщо зміна координати x описується поліномом першого степеня, то значення її математичного очікування у першому огляді визначається за формулою:

$$X^*_i = X^*_i + V^*_x t_i . \quad (24)$$

У результаті розв'язання системи рівнянь правдоподібності можна остаточно отримати:

$$x^*_0 = - \sum_{i=1}^N \frac{6i-4-4N}{N(N+1)} x_i = \sum_{i=1}^N x_i \eta_{x_0}(i) , \quad (25)$$

$$U^*_x = V^*_x T_0 = \sum_{i=1}^N \frac{12i-6-6N}{N(N^2-1)} x_i = \sum_{i=1}^N x_i \eta_{U_x}(i) . \quad (26)$$

де $\eta_{x_0}(i) = -(6i-4-4N)/N(N+1)$ та $\eta_{U_x}(i) = -(12i-6-6N)/N_x(N^2-1)$ - відповідно вагові функції координати x_0 та прирощення координати x за огляд.

У формулах (25) та (26) за нульовий відлік часу взято момент першого спостереження, яке враховується, тобто

$$t_i = (i-1)T_0, \quad (27)$$

де i — номер спостереження. Знаючи (25) та (26), легко знайти вираз для згладженого значення координати x на момент останнього (N -го) спостереження:

$$x_N^* = \sum_{i=1}^N x_i \eta_{x_0}(i) + \frac{1}{T_0} \sum_{i=1}^N x_i \eta_{U_x}(i) t_N. \quad (28)$$

Звідси при підстановці замість t_N його значення $t_N = (N-1)T_0$ одержуємо:

$$x_N^* = \sum_{i=1}^N \frac{6i-2-2N}{N(N+1)} x_i = \sum_{i=1}^N x_i \eta_{x_N}(i), \quad (29)$$

де $\eta_{x_N}(i) = -(6i-2-2N)/N(N+1)$ – вагова функція згладжування координати x .

Оцінку екстрапольованої на один період огляду T_0 координати x можна знайти, якщо підставити $t_{N+p} = (N+p-1)T_0$. Тоді в результаті розв'язання рівняння отримуємо:

$$x_{N+1}^* = - \sum_{i=1}^N \frac{6i-2N-4}{N(N-1)} x_i = \sum_{i=1}^N x_i \eta_{x_{N+1}}(i), \quad (30)$$

де $\eta_{x_{N+1}}(i) = (6i-2N-4)/N(N-1)$ – вагова функція екстраполяції на один огляд координати x .

Для отримання значень координат, екстрапольованих на довільне число p оглядів, потрібно у (28) підставити $t_{N+p} = (N+p-1)T_0$. Приведені вирази оцінок є однотипними і відрізняються лише значеннями вагових функцій.

Якщо зміна координати x описується поліномом другого степеня, то значення координати x в i -й точці спостереження визначається за формулою:

$$X_i = X_0^* + V_x^* t_i + 0,5 a_x^* t_i^2, \quad (31)$$

де X_0^* , V_x^* , a_x^* – оцінки початкової координати, швидкості та прискорення відповідно. Склавши систему рівнянь правдоподібності та розв'язавши її відповідно до шуканих оцінок X_0^* , V_x^* , a_x^* , можна отримати вираз оцінок в однотипному вигляді, наведеному для випадку поліному першого степеня. Використовуючи їх, легко знайти у тій же формі і вираз для оцінки згладженої та екстрапольованої координат точки ізогіпси.

Отримані у процесі автосупроводження відмітки повинні прив'язуватись до своїх ізогіпс. З цією метою виконується операція стробування та зв'язка координат екстрапольованої відмітки з координатами відміток, що потрапили у строб. Стробування дозволяє відібрати відмітки з числа отриманих в останньому огляді для продовження супроводжуваної траєкторії. Строб являє собою деяку область навколо

екстраполяційної відмітки, розміри та форма якої вибираються такими, щоб забезпечити високу ймовірність потрапляння у неї відмітки, яка належить супроводжуваній траєкторії. Оскільки окрім відмітки, що належить супроводжуваній траєкторії, у строб можуть потрапити відмітки від інших ізогіпс, а також помилкові відмітки, необхідно провести операцію селекції відміток. Остання виконується з метою вибору з усіх відміток, що потрапили до стробу, тієї, котра з більшою ймовірністю належить супроводжуваній траєкторії (ізогіпсі).

При потраплянні до стробу декількох відміток, справжня відмітка визначається за допомогою селекції.

Варто відзначити, що розміри стробу значно залежать від щільності ізогіпс. При малій щільності строб має мінімальні розміри. При великій щільності ізогіпс строб потрібно розширювати на величину динамічної помилки супроводження, що виникає при цьому. При пропуску однієї чи декількох відміток помилки екстраполяції значно підвищуються, отже й розміри стробу необхідно значно збільшити. Враховуючи це, рекомендується виробляти строби щонайменше трьох розмірів:

- вузький строб для супроводження ізогіпс при їхній малій щільності;
- середній строб для супроводження ізогіпс при їхній великій щільності;
- широкий строб (або набір широких стробів) для супроводження ізогіпс при наявності пропусків відміток.

При попаданні до стробу декількох відміток різних ізогіпс можна продовжувати супроводження траєкторії по кожній з них. У цьому випадку окрім правильної траєкторії з'являться також хибні. Однак через відсутність кореляції між хибними відмітками ймовірність супроводження останніх, як правило, зменшується від огляду до огляду, і через декілька оглядів вони скидаються з супроводження. Між тим, супроводження по вірних відмітках залишається.

Логічний метод. Логічний метод полягає в аналізі фрагмента карти та автоматичному визначенні вектора направленості, у відповідності з яким визначається напрям переміщення вікна. Для визначення вектора аналізується попередня поведінка ізолінії. Цей метод є доволі складним у реалізації, а також при його використанні доволі часто виникають труднощі визначення правильного вектора направленості.

Статистичний метод. Статистичний метод заснований на аналізі вмісту вікна та піксельного порівняння його з фрагментами, що містяться в базі даних, у якій окрім самих фрагментів зберігаються також відповідні правила переміщення вікна. При знаходженні співпадіння відбувається переміщення вікна у відповідності з правилами. До недоліків цього методу можна віднести постійну необхідність у доданні нових фрагментів до бази даних, оскільки переміщення відбувається тільки, якщо знаходиться відповідний фрагмент. Отже і розміри такої бази даних мають бути досить великими для коректної роботи.

Статистичний метод був реалізований авторами, але він не є ідеальним. Це зумовлено витратою великої кількості часу на створення бази даних та постійне її оновлення. У запропонованій методиці відновлення ізогіпс при обробці топографічних карт досліджена можливість використання фільтра Калмана, що може значно спростити процес відновлення.

Алгоритм відновлення ізогіпс наведено на рис. 4.

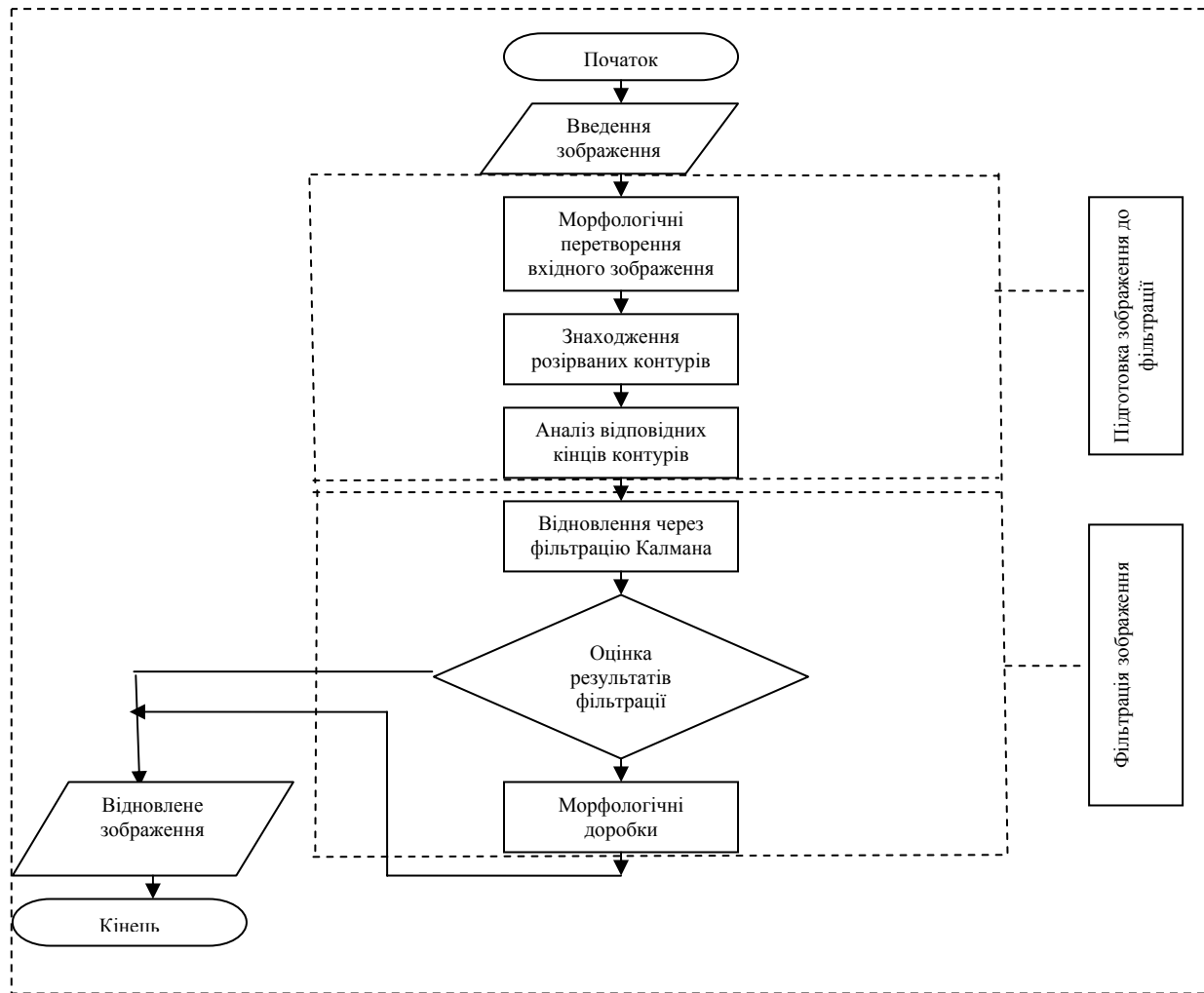


Рис. 4 – Алгоритм відновлення ізогіпс з використанням фільтра Калмана.

Висновки. Проведене дослідження показало можливість використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпсів для побудови карт цифрового рельєфу.

Список літератури

1. Roweis S. Ghahramani, Z. A unifying review of linear Gaussian models, Neural Comput. Vol. 11, No. 2, (February 1999), pp. 305–345.

Анализ фильтра Калмана относительно к восстановлению изогипс при построении карт цифрового рельефа. Лимонов О.С., Перельгин Б.В., Пустовит Т.М.

В статье исследована возможность использования фильтра Калмана для обновления изогипс при построении рельефа цифровых карт.

Ключевые слова: *фильтр Калмана, изогипсы, алгоритм, оценка, построение, карта цифрового рельефа.*

Analyse of Calman filter relatively for renewing of izogips for digital relief maps construction. Limonov A.S., Pereligin B.V., Pustovit T.M.

In article Calman filter for renewing of izogips application for digital map relief construction.

Key words: *Calman filter, izogipses, algorithm, estimation, construction, digital relief map.*

РЕАЛІЗАЦІЯ ФІЛЬТРА КАЛМАНА ДЛЯ ВІДНОВЛЕННЯ ІЗОГІПС ПРИ ПОБУДОВІ КАРТ ЦИФРОВОГО РЕЛЬЄФУ

В статті досліджений варіант реалізації фільтра Калмана для відновлення ліній рівних висот - ізогіпс.

Ключові слова: *фільтр Калмана, ізогіпси, карти цифрового рельєфу, Open CV, алгоритм відновлення.*

Вступ. Використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпс в відомій літературі розглянуто недостатньо.

Матеріали і методи дослідження: досліджується реалізація фільтра Калмана з алгоритмом відновлення ізогіпсів карти цифрового рельєфу.

Мета статті: дослідити використання фільтра Калмана для відновлення ізогіпс при побудові карти цифрового рельєфу.

Виклад основного матеріалу. *Реалізація фільтра Калмана через бібліотеку OpenCV.* OpenCV (англ. Open Source Computer Vision Library, бібліотека комп'ютерного зору з відкритим початковим кодом) – бібліотека алгоритмів комп'ютерного зору, обробки зображень і чисельних алгоритмів загального призначення з відкритим кодом. Реалізована на C/C++, також розробляється для Python, Ruby, Matlab, Lua і інших мов. Може вільно використовуватися в академічних і комерційних цілях — поширюється в умовах ліцензії BSD. Фактично, OpenCV – це набір типів даних, функцій і класів для обробки зображень алгоритмами комп'ютерного зору.

Основні модулі бібліотеки:

- 1) *sxcore* – ядро містить базові структури даних і алгоритми:
 - базові операції над багатовимірними числовими масивами;
 - матрична алгебра, математичні функції, генератори випадкових чисел;
 - запис/відновлення структур даних, відновлення/запис XML;
 - базові функції двовимірних (2D) графіків;
- 2) *CV* – модуль обробки зображень і комп'ютерного зору:
 - базові операції над зображеннями (фільтрація, геометричні перетворення, перетворення колірних просторів і т. п.);
 - аналіз зображень (вибір відмітних ознак, морфологія, пошук контурів, гістограми);
 - аналіз руху, стеження за об'єктами;
 - виявлення об'єктів;
 - калібрування камер, елементи відновлення просторової структури;
- 3) *HighGUI* – модуль для введення/виведення зображень і відео, створення призначеного для користувача інтерфейсу:
 - захоплення відео з камер і з відео файлів, читання/запис статичних зображень;
 - функції для організації простого GUI (усі демо застосування використовують HighGUI);
- 4) *Svaux* – експериментальні і застарілі функції:
 - просторовий зір: стерео калібрування, саме калібрування;
 - пошук стерео-відповідності, кліки в графах;
 - знаходження і опис рис об'єктів;

5) CvCam – захоплення відео дозволяє здійснювати захоплення відео з цифрових відео-камер.

Для реалізації програми було використане середовище розробки Microsoft Visual Studio 2008.

Морфологічні перетворення зображення. Основні морфологічні перетворення вхідного зображення реалізовані з використанням операцій звуження (Erode) та розширення (Dilate) [1,2]. OpenCV реалізує їх двома функціями:

- 1) cvErode() – розмиває (операція звуження) зображення з використанням фільтра (ядра) один або кілька разів. Зображення формується з локальних мінімумів – тобто будуть збільшуватися темні області);
- 2) cvDilate() – розтягує (операція розширення) зображення з використанням фільтра (ядра) один або кілька разів. Зображення формується з локальних максимумів – тобто будуть збільшуватися світлі області).

У cvErode () ядро накладається на зображення і на місці якоря (центр ядра) залишається мінімальне значення, що лежить під ядром (у разі cvDilate () – навпаки – максимальне).

Ерозія (розмивання/звуження) зображення використовується для позбавлення від випадкових краплень на зображенні. Ідея полягає в тому, що краплень при розмиванні усунуться, тоді як великі і відповідно більш візуально-значущі регіони залишаються.

Розтягування (розширення) так само усуває шум і сприяє об'єднанню областей зображення, які були розділені шумом, тінями. Застосування невеликого розтягування має сплавити ці області в одну.

Морфологічні операції застосовуємо над двійковими зображеннями, які виходять після порогового перетворення і є власно зображеннями ізогіпс.

Створення ядра довільної форми здійснюється функцією cvCreateStructuringElementEx ().

Форму ядра визначаємо через values, яка містить маску, що визначає які сусідні пікселі повинні враховуватися. Values – показник на масив, де ненульові елементи визначають значущі пікселі. Якщо values ≠ NULL всі елементи вважаються ненульовими.

Вибираючи різну структуру ядра, можна вирішувати різні задачі обробки зображень:

- придушення шумів;
- виділення меж об'єкта;
- виділення скелетону об'єкта.

Знаходження розірваних контурів. Знаходження розірваних контурів потрібно для того, щоб знайти кінцеві точки розірваних ліній. Для цього потрібна функція cvStartFindContours(). За основу функції узят детектор кордонів Кенні.

Кордони (межі) – це такі криві на зображенні, уздовж яких відбувається різка зміна яскравості або інших видів неоднорідностей.

Простіше кажучи, край – це різкий перехід/зміна яскравості.

Причини виникнення кордонів:

- зміна освітленості;
- зміна кольору;
- зміна глибини сцени (орієнтації поверхні).

Виходить, що границі відображають важливі особливості зображення, і тому метою перетворення зображення в набір кривих є:

- виділення істотних характеристик зображення;
- скорочення обсягу інформації для подальшого аналізу.

В роботі використовуємо метод виділення кордонів за допомогою детектора кордонів Кенні.

Кроки детектора:

- забрати шум і зайві деталі з зображення;
- розрахувати градієнт зображення;
- зробити края тонкими (edge thinning);
- зв'язати края в контур (edge linking).

Детектор використовує фільтр на основі першої похідної від гауссіану. Оскільки він сприйнятливий до шумів, краще не застосовувати даний метод на необроблених зображеннях.

Кордони на зображенні можуть перебувати в різних напрямках, тому алгоритм Кенні використовує чотири фільтри для виявлення горизонтальних, вертикальних і діагональних кордонів. Skorистаємось оператором виявлення кордонів і отримаємо значення для першої похідної в горизонтальному напрямку (G_y) і вертикальному напрямку (G_x).

Аналіз відповідних кінців контурів. Аналіз відповідних кінців контурів виконується методом знаходження Евклідової відстані між кінцевими точками.

Евклідова відстань - найбільш часто використовувана міра відстані. Вона не є географічною відстанню в багатовимірному просторі і обчислюється таким чином

$$P = \sqrt{\sum_{i=1}^N (A_i - B_i)^2}, \quad (1)$$

де P – відстань між об'єктами A і B ; A_i – значення i -ознаки об'єкта A ; B_i – значення i -ознаки об'єкта B .

Природна, з геометричної точки зору, евклідова міра відстані може виявитися безглуздою, якщо ознаки виміряні в різних одиницях. Щоб виправити становище, вдаються до нормування кожної ознаки. Застосування евклідової відстані виправдано в випадках, коли ознаки об'єкта однорідні з фізичним змістом і однаково важливі для класифікації; признаковий простір збігається з геометричним простором.

Структурна реалізація фільтра Калмана. Реалізація фільтра Калмана виконана за наступною схемою (рис.1).

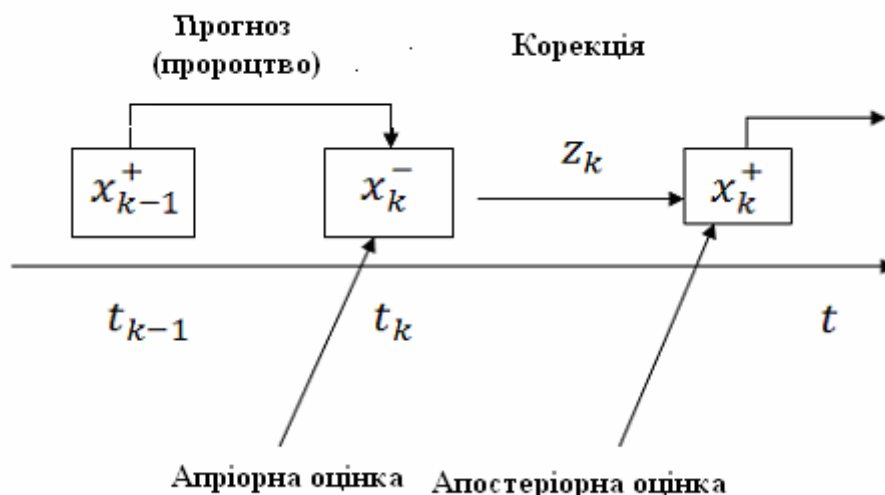


Рис. 1 – Реалізація фільтра Калмана.

Фільтр Калмана працює за системою прогноз-корекція. Припустимо, що в момент часу t_{k-1} отримана оцінка вектора стану системи x_{k-1}^+ і тепер хочемо отримати оцінку в момент t_k . Для цього будемо прогноз оцінки x_k^- , базуючись на x_{k-1}^+ , отримуємо вимірювання z_k і далі коригуємо оцінку в момент t_k , базуючись на прогнозі і вимірах, і отримуємо остаточну оцінку вектора стану x_k^+ . x_k^- називають апіорною оцінкою, x_k^+ називають апостеріорною оцінкою.

В OpenCV фільтр Калмана функціонує наступним чином. Для зберігання стану фільтра Калмана використовується структура `CvKalman`. Фільтр створюється за допомогою функції `cvCreateKalman()`. Прогнозування відбувається за допомогою функції `cvKalmanPredict()`, корекція – функцією `cvKalmanCorrect()`. Ініціалізація відбувається `cvReleaseKalman()`. Ця структура використовується для стандартного фільтра Калмана.

Практична реалізація відновлення ізогіпсів шляхом калманівської фільтрації. В якості вхідного зображення для фільтрації було взяте зображення вже відновлене статистичним методом (з використанням об'єктної бази даних з навчанням) (рис.2).

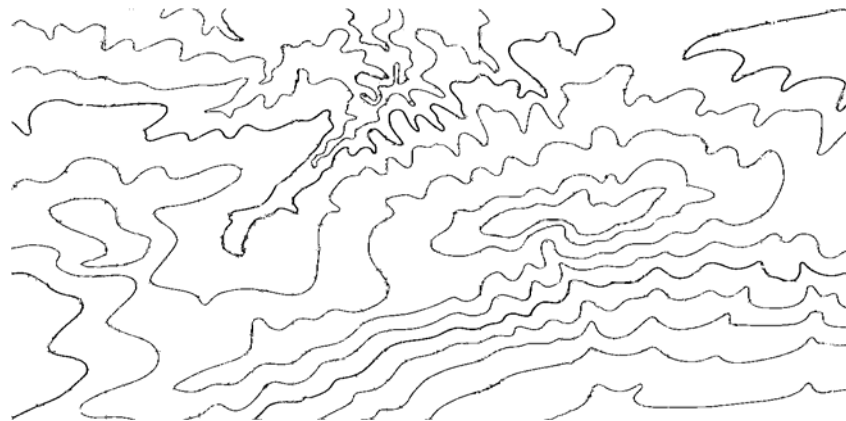


Рис. 2 – Вхідне зображення.

При детальному розгляді видно, що не всі розриви усунені (рис.3).

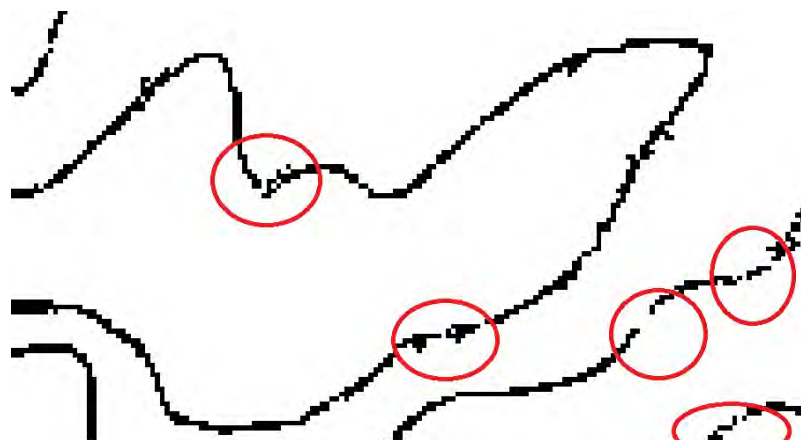


Рис. 3 – Детальний розгляд зображення.

Для аналізу візьмемо частину зображення з найбільшою кількістю розривів (рис.4). Детальний розгляд (рис. 5).

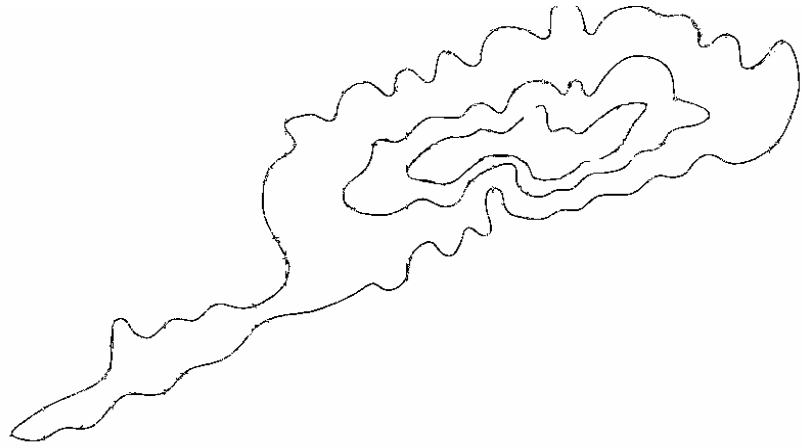


Рис. 4 – Частина зображення для фільтрації.

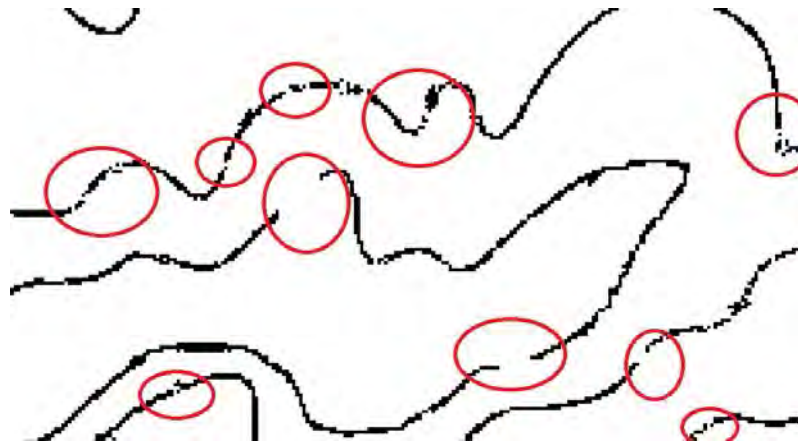


Рис. 5 – Детальний розгляд частини зображення.

Застосуємо алгоритм фільтрації на зображенні поетапно.

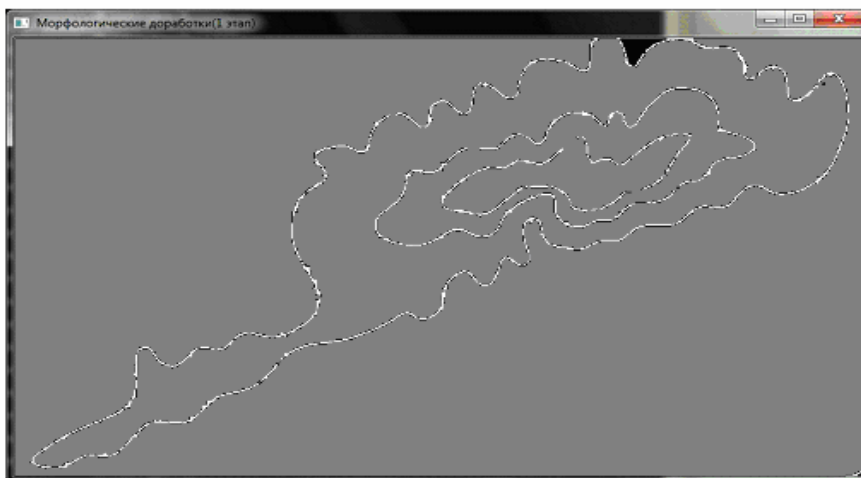


Рис. 6 – Морфологічне доопрацювання зображення.

З рис. 6 видно, що зображення було частково позбавлено шумів та випадкових краплень.

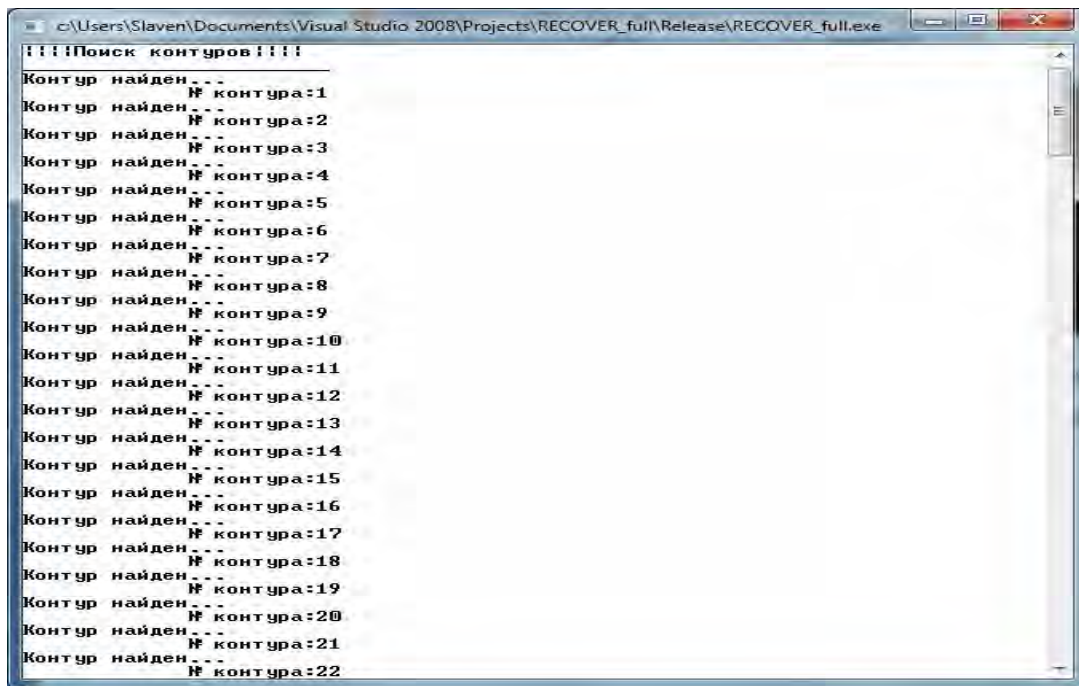


Рис. 7 – Знаходження розірваних контурів.

З рис.7 видно, що в досліджуваному фрагменті є 22 розірваних контури. Застосуємо фільтр Калмана в комплексі з морфологічними перетвореннями. Результати наведені на рис. 8.

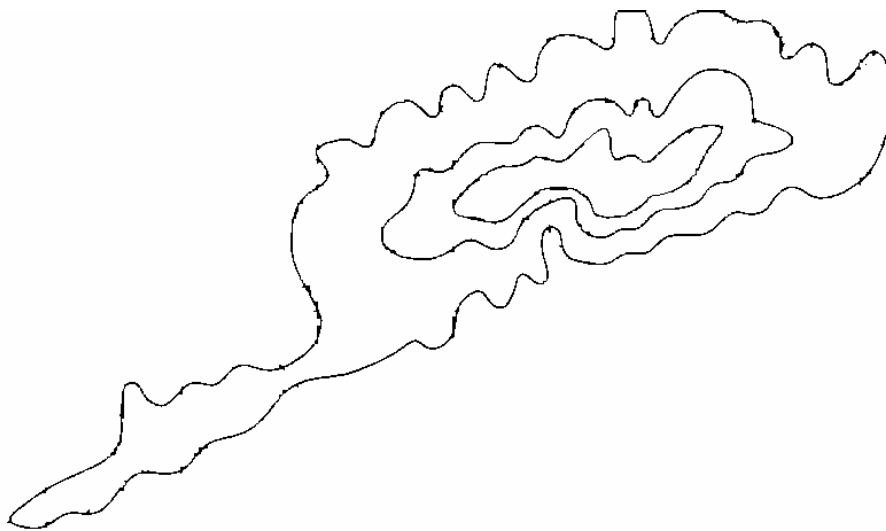


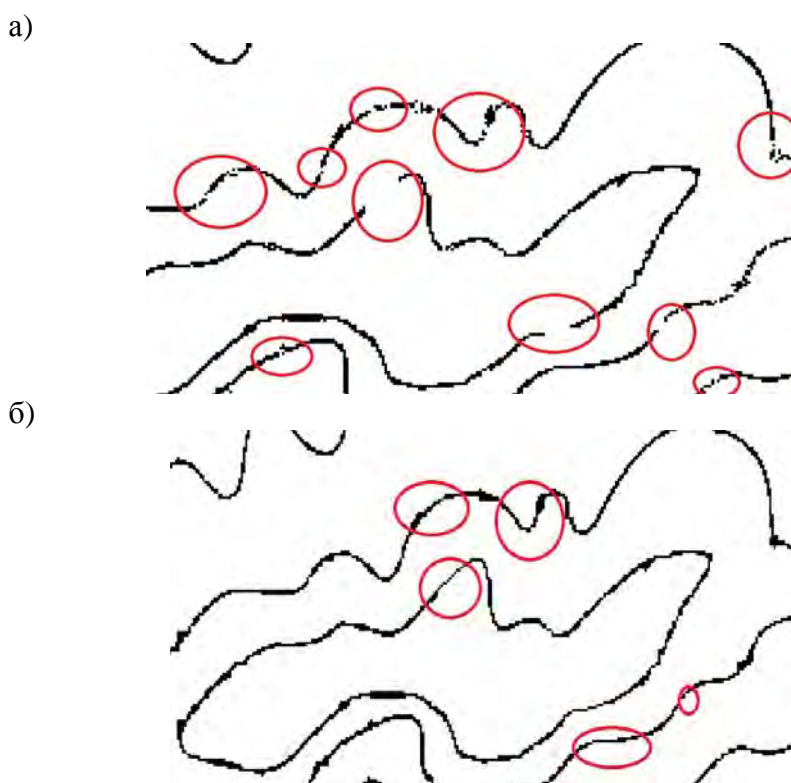
Рис. 8 – Результат калманівської фільтрації.

Роздивимося результат фільтрації детально (рис.9). З рисунку видно, що в результаті обробки вхідного зображення розриви були усунуті.



Рис. 9 – Детальний результат фільтрації.

Дослідження ефективності відновлення ізогіпс. Після проведеного дослідження наявно видно, що в результаті відновлення з використанням об'єктної бази даних з навчанням були усунуті далеко не всі розриви ізогіпсів. Зіставимо результати відновлення ізогіпсів з використанням об'єктної бази даних з навчанням і з використанням калманівської фільтрації. Результат порівняння наведений на рис. 10.



а) відновлення з використанням бази даних, б) з використанням фільтра Калмана.

Рис. 10 – Порівняння ефективності відновлення.

З графіка видно, що відновлення ізогіпс за допомогою калманівської фільтрації є значно ефективнішим способом, ніж відновлення з використанням бази даних, що навчається. Це пояснюється тим, що не треба витратити час на оновлення бази даних. Тому процес відновлення можна зробити повністю автоматизованим. Мінуси калманівської фільтрації полягають в тому, що її ефективність напряму залежить від якості вхідного зображення. Цю залежність можна побачити на рис. 12.

З отриманих даних побудуємо графік ефективності.

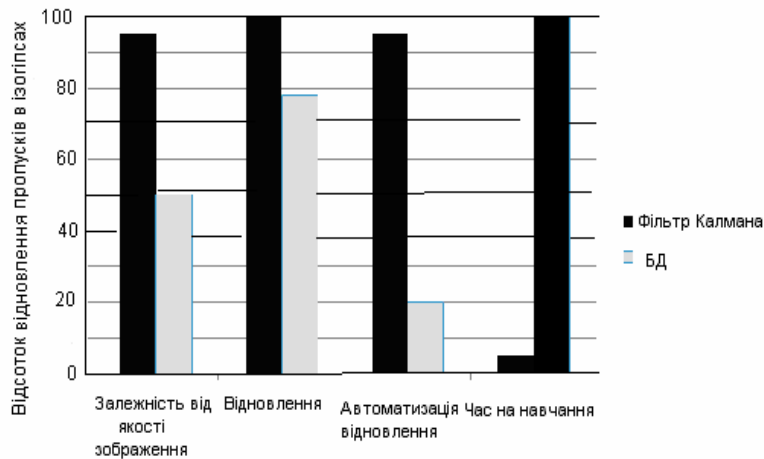


Рис. 11 – Оцінка ефективності відновлення.

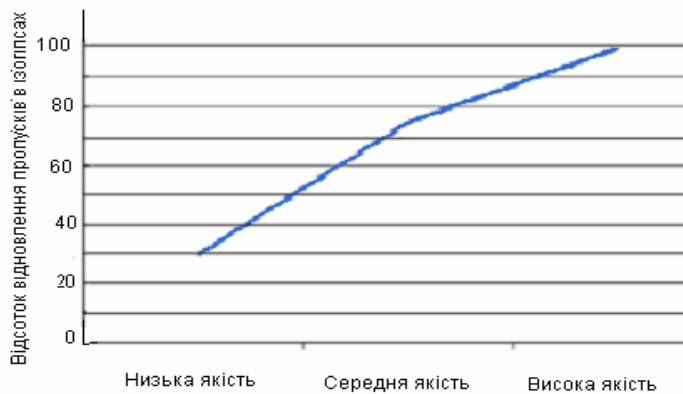


Рис. 12 – Залежність калманівської фільтрації від якості вхідного зображення.

Висновки. Дослідження показали, що використання фільтра Калмана значно спрощує процес відновлення ліній рівних висот – ізогіпс та автоматизує його.

Список літератури

1. Bradsky G., Kaehler A. Learning OpenCV - O'Reilly, 2008. - С. 1.
2. OpenCV шаг за шагом. Обработка изображения – морфологические преобразования. [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://robocraft.ru/blog/computervision/319.html>.

Реализация фильтра Калмана для восстановления изогипс при построении карт цифрового рельефа. Лимонов О.С., Перелыгин Б.В., Пустовит Т.М.

В статье исследован вариант реализации фильтра Калмана для восстановления равных высот - изогипс.

Ключевые слова: фильтр Калмана, изогипсы, карты цифрового рельефа, OpenC, алгоритм восстановления.

Calman filter for reconstruction for isohypses reconstruction in maps of digital relief creation.

Limonov A.S., Pereligin B.V., Pustovit T.M.

In article abilities of Calman filter realization for isohypses reconstruction in maps of digital relief creation are investigated.

Key words: Calman filter, isohypses, maps of digital relief, OpenCV, reconstruction algorithm.

УДК 551.513.1:551.551.8

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

Головатюк Н.Д., асп.

Одесский государственный экологический университет

МЕТОД РАСЧЕТА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО СТАНДАРТНЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

В работе анализируются результаты расчета температуры подстилающей поверхности, выполненные с помощью энергобалансовой модели приземного слоя атмосферы SLEB. Расчетные значения температур сравниваются с температурами, измеряемыми напочвенными термометрами при метеорологических наблюдениях. Используемые процедуры обеспечивают хорошее соответствие расчетных и измеренных температур. Модель SLEB является составной частью метеорологического препроцессора диффузионной модели загрязнения атмосферы МЛАД.

Ключевые слова: температура подстилающей поверхности, температура в вязком слое, приземный слой атмосферы, тепловой баланс подстилающей поверхности.

Постановка проблемы. Оценка радиационного баланса поверхности (R) и потока тепла в почву (G), т.е. оценка разности ($R - G$), позволяет найти, из уравнения теплового баланса, долю энергии, расходуемую на формирование турбулентных потоков ($H + LE$). Но, определить долю энергии, расходуемую на явный или скрытый поток тепла с помощью уравнения теплового баланса, если не привлекать иные соотношения, невозможно [1].

Энергетическое отношение потоков H и LE , представляет безразмерное число Боуэна, которое, в рамках модели SLEB [2], записывается следующим образом:

$$Bo = \frac{H}{LE} = m P_a \frac{\alpha_T}{D_w} \left(\frac{\ln z_2 - \ln z_{0T}}{\ln z_{10} - \ln z_{0u}} \right) \left(\frac{T_s - T_2}{(e_{\max}(T_s) - f e_{\max}(T_2))} \right), \quad (1)$$

где $H = c_p \rho_a C_u C_{\theta} \bar{u}_{10} (T_s - T_2)$ и $LE = L_e \rho_a C_u C_u \bar{u}_{10} (e_{\max s} - f e_{\max 2})$ – потоки явного и скрытого тепла [3];

$$m = (c_p / 0,622 L_e);$$

$\alpha_T = k_H / k_m = \varphi_m / \varphi_H$ – отношение коэффициент турбулентности для тепла и импульса;

D_w – доступность влаги к испарению [4];

z_{0T}, z_{0u} – шероховатость поверхности для профиля температуры и ветра (для профиля влажности принято $z_{0u} \approx z_{0q}$);

P_a и f – атмосферное давление и относительная влажность;

$e_{\max}(T_i)$ – давление насыщения пара при температурах T_s и T_2 соответственно.

Из уравнения (1) следует, что отношение турбулентных потоков H и LE зависит не только от разности температур и парциального давления водяного пара в слое $\Delta z = z - z_{0i}$, но и от увлажнения почвы (функция D_w) и стратификации приземного слоя, так как коэффициенты k_H и k_m являются функциями параметра

гидростатической устойчивости $z/L = \zeta$ (здесь L - масштаб толщины приземного слоя).

В большинстве методов теплового баланса (ТБ), число Боуэна явно не содержит универсальных безразмерных профильных функций для градиентов скорости ветра, температуры и влажности, и следовательно, не зависит от стратификации атмосферы. В условиях приземного слоя для этого требуется совпадение первообразных функций $\Psi_i(\zeta)$ от непрерывных универсальных функций $\varphi_m(\zeta)$ и $\varphi_q(\zeta)$. Поэтому считается, что методы ТБ систематически занижают скорость испарения с увлажненной поверхности [5,6].

Недостатки метода теплового баланса легко устраняются в энергобалансовой модели SLEB, так как здесь при расчетах турбулентных потоков тепла H и LE , учитываются внешние и внутренние факторы, определяющие структуру приземного слоя атмосферы [2].

Методика расчета. Основным критерием достоверной оценки перераспределения лучистой энергии между турбулентными потоками является совпадение или корреляционная близость измеренной T_{S0} и расчетной температуры T_{sm} поверхности. Эти температуры зависят от тепловых, динамических и влажностных свойств поверхности и от состояния приземного слоя, а их равенство является критерием выполнения баланса всех энергетических потоков, участвующих в формировании теплового режима подстилающей поверхности и приземного слоя атмосферы.

Изложим кратко суть процедуры расчета температуры T_{sm} . Перепад температур $\Delta T = (T_z - T_{S0})$, т.е. разность температуры воздуха на высоте измерения $z = 2$ м и температуры поверхности T_{S0} , можно найти, разделив его на разности температур двух последовательных слоев: разность температур в логарифмическом слое $\Delta z_{ln} = z - z_{0T}$ и разность в вязком подслое $\Delta z_{vl} = z_{0T} - z_{S0}$, тогда

$$\Delta T = \left[(T_z - T_{z_{0T}}) + (T_{z_{0T}} - T_{S0}) \right], \quad (2)$$

где $T_{z_{0T}} = T_s$ - температура воздуха на уровне шероховатости (z_{0T}) логарифмического профиля температуры, вычисляемая с помощью итерационных процедур при решении уравнения теплового баланса в модели SLEB [2].

Первая разность температур, находится из соотношения

$$\Delta T_{ln} = (T_s - T_z) = \frac{T_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_{0T}} - \Psi_T(z/L) + \Psi_T(z_{0T}/L) \right), \quad (3)$$

а вторая разность температур $\delta T_{vl} = \Delta T_{vl} = (T_{S0} - T_s)$, называемая скачком температуры в слое Δz_{vl} , находится как произведение масштаба температуры T_* приземного слоя и безразмерной высоты вязкого подслоя z^+ [7]

$$\delta T_{vl} = (T_{S0} - T_s) = T_* \left(\frac{u_* z_{0T} \rho}{\mu} \right), \quad (4)$$

где $(\nu_* z_0 / \nu) = z^+$ – безразмерная высота вязкого подслоя,

$\mu = \mu(T_s)$ и $\rho = \rho(T_s)$ – коэффициент динамической молекулярной вязкости и плотность воздуха, являющиеся функцией температуры T_s . Знак ΔT_{ln} и δT_{vl} зависит от знака масштаба температуры, если $T_* > 0$ (поток явного тепла $H > 0$), то ΔT_{ln} и $\delta T_{vl} > 0$, т.е. $T_s > T_z$ и $T_{s0} > T_s$.

В логарифмическом слое поток явного тепла пропорционален коэффициенту турбулентной теплопроводности k_H , а в вязком подслое, где вязкие напряжения доминируют над реинольдсовыми, коэффициенту молекулярной теплопроводности χ .

Соблюдая условие постоянства приземного потока тепла в пределах приземного слоя, и учитывая, что $k_H \gg \chi$, перепад температур в вязком подслое Δz_{vl} должен быть гораздо больше перепада температур в слое Δz_{ln} , т.е. $\Delta T_{vl} \gg \Delta T_{ln}$, тогда градиенты температур в этих слоях соотносятся между собой следующим образом

$$\left. \frac{dT}{dz} \right|_{z < z_{vl}} \gg \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z > z_{vl}}.$$

Высоту шероховатости для профиля температуры, равную по порядку величин толщине вязкого подслоя, находим из соотношения

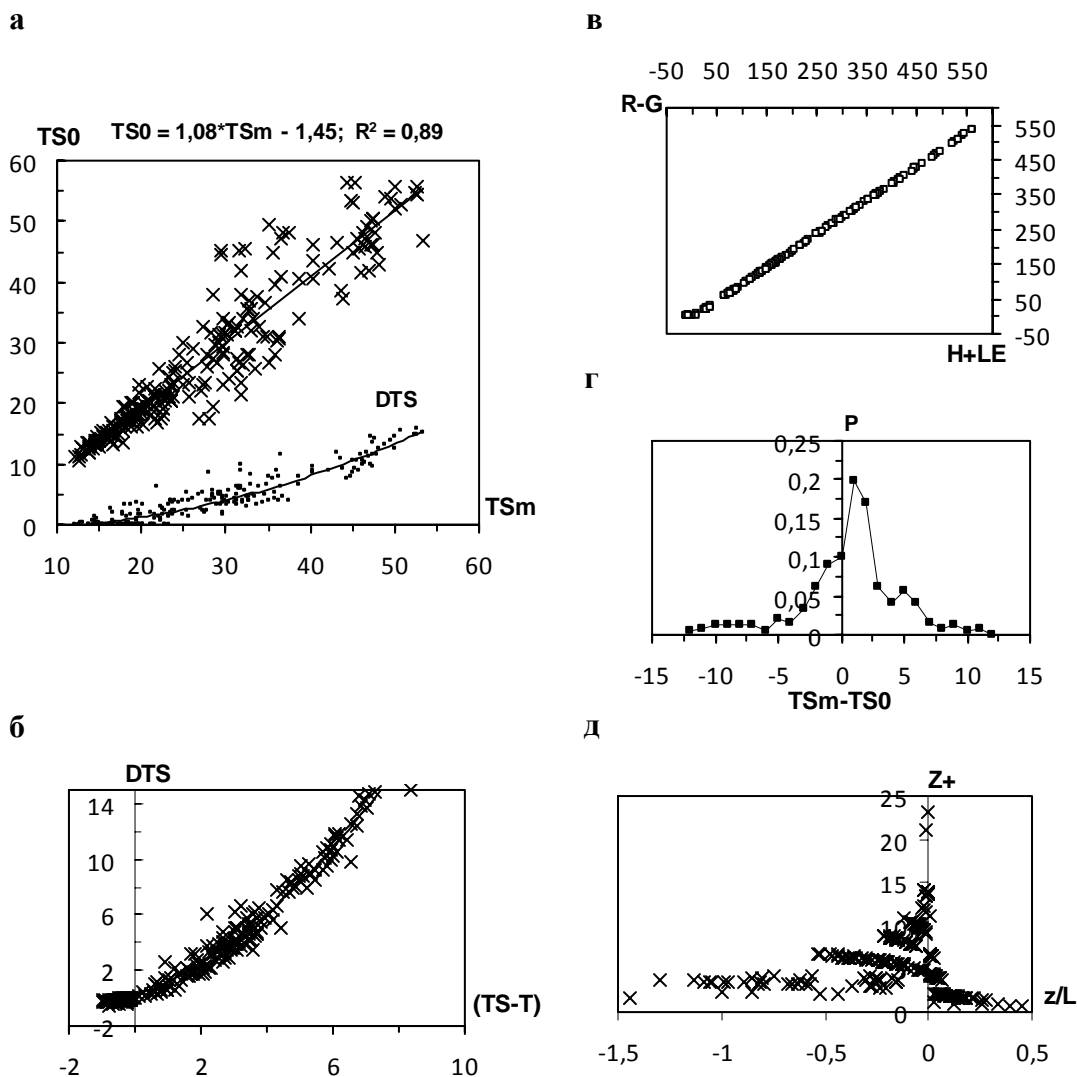
$$z_{0T} = \frac{(T_{s0} - T_s) k_H 10^{-2}}{u_* T_*}. \quad (5)$$

Таким образом, расчетная температура поверхности T_{sm} равна температуре воздуха T_s на уровне z_{0T} плюс «скачок» температуры в вязком подслое

$$T_{sm} = T_s + \delta T_{vl}. \quad (6)$$

Результаты расчетов и их анализ. Сопоставление температур T_{s0} , измеренных напочвенными термометром и температур T_{sm} , рассчитываемых моделью SLEB, представлено на рисунке 1. Расчеты выполнены по данным 8-срочных метеорологических наблюдений г. Любашевка (Одесская обл.). Для демонстрации выбраны результаты за четыре месяца апрель, июль, ноябрь, январь. Проведем их анализ, так как такие результаты получены впервые.

На рисунке 1а показана взаимосвязь расчетной T_{sm} и измеренной температуры поверхности T_{s0} за июль месяц (248 случаев). Уравнение линейной регрессии и коэффициент детерминации, находятся в поле рисунка. Угловым коэффициентом регрессии практически равен единице. Коэффициент корреляции $r = \sqrt{R^2} = 0,94$. Средние значения температур почвы совпадают $\bar{T}_{sm} = 31,8^{\circ}\text{C}$ и $\bar{T}_{s0} = 31,5^{\circ}\text{C}$.



- а) измеренные T_{S0} (TSO) и расчетные температуры T_{Sm} (TSm), °C;
- б) разность температур в логарифмическом 2-х м слое и «скачок» температур в вязком подслое; в) сходимость составляющих теплового баланса в модели SLEB;
- г) эмпирическая плотность вероятностей разности расчетной и измеренной температуры почвы;
- д) безразмерная высота вязкого подслоя z^+ как функция параметра устойчивости z/L .

Рис. 1 – Сравнение измеренных T_{S0} и расчетных T_{Sm} температур поверхности почвы, °C и иных параметров (июль, 1998, г. Любашевка)

Несмотря на столь высокую корреляционную взаимосвязь видно, что по мере увеличения температуры поверхности разброс точек увеличивается. До температуры, примерно 25 °C, разброс не превышает ± 2 °C, выше составляет ± 5 °C с максимальными отклонениями 10-15 °C. Температура $T_{S0} > 50$ °C наблюдается, как правило, при высокой инсоляции, когда быстро осушается верхний слой почвы. В ночные сроки различие между температурами T_{Sm} и T_{S0} практически отсутствует.

В нижней части рисунка 1а показан тренд изменений «скачка» температуры в вязком подслое как функция $DTS = f(T_{sm})$. При температурах поверхности более 40 °С перепад температур в вязком подслое составляет более 10 °С, с максимальными значениями равными 15 °С.

Далее на рисунке 1б показана разность температур в логарифмическом ($T_s - T_z$) и вязкобуферном ($T_{s0} - T_s$) слоях. Перепад температур в вязком подслое, толщина которого по порядку величин не более 10^{-1} м, превышает перепад температур в нижнем 2-х метровом слое. При разности температур 6 °С в слое $\Delta z \approx 2$ м, скачок температуры в вязком подслое составляет 10 °С. Такие или еще большие перепады температур создаются в приземном слое при перегревании его от поверхности почвы в дневные часы. Отсюда следует, что на малых высотах в приземном слое, когда $z \ll |L|$, фактический градиент температуры превышает градиент автоконвекции ($\gamma_A = 0,0342$ °С/м) в сотни раз. В этом случае, очевидно, термодинамические процессы теплообмена частиц со средой не являются адиабатическими, а в большей мере похожи на изостерические, когда температура падает с высотой по линейному закону, как в однородной атмосфере. Но остается открытым вопрос, сохраняется ли в слое автоконвекции пристеночные закономерности, для которых необходимым условием является отсутствие влияния стратификации [8].

Расчет DTS выполнен по формуле (4) при средней расчетной высоте шероховатости $\bar{z}_{0T} = 0,07$ м. Динамическая шероховатость принята равной $z_0 = 0,05$ м. Во всех случаях (248 наблюдений) балансовое соотношение $(R - G) = (H + LE)$ выполняется с точностью $\pm 2,5\%$ (рис.1в). Поэтому, расхождение исследуемых величин более чем 5 °С, присущее как правило летним месяцам, возникает под влиянием случайных факторов, таких как неправильное положение напочвенного термометра на поверхности почвы, экранирование поверхности переменной облачностью, изменение прозрачности атмосферы, например, при наличии тонкой перистой облачности, изменчивости (порывистость) скорости ветра, наличие микро- и мезоособенностей местности [9].

Формула (4) не содержит эмпирических констант, и все ее составляющие определены непосредственно моделью SLEB, т.е. исключены возможные погрешности счета, связанные с присутствием разного рода эмпирических коэффициентов.

На рисунке 1г представлена эмпирическая плотность вероятности разностей расчетных и измеренных температур почвы, которая характеризуется следующими статистическими моментами: $\mu_1 = (T_{sm} - T_{s0}) = 0,18$; $\mu_2 = \sigma = 4,18$; $\mu_3 = As = -1,11$; $\mu_4 = E = 2,91$. Обратим внимание, что средняя разность исследуемых величин практически нулевая.

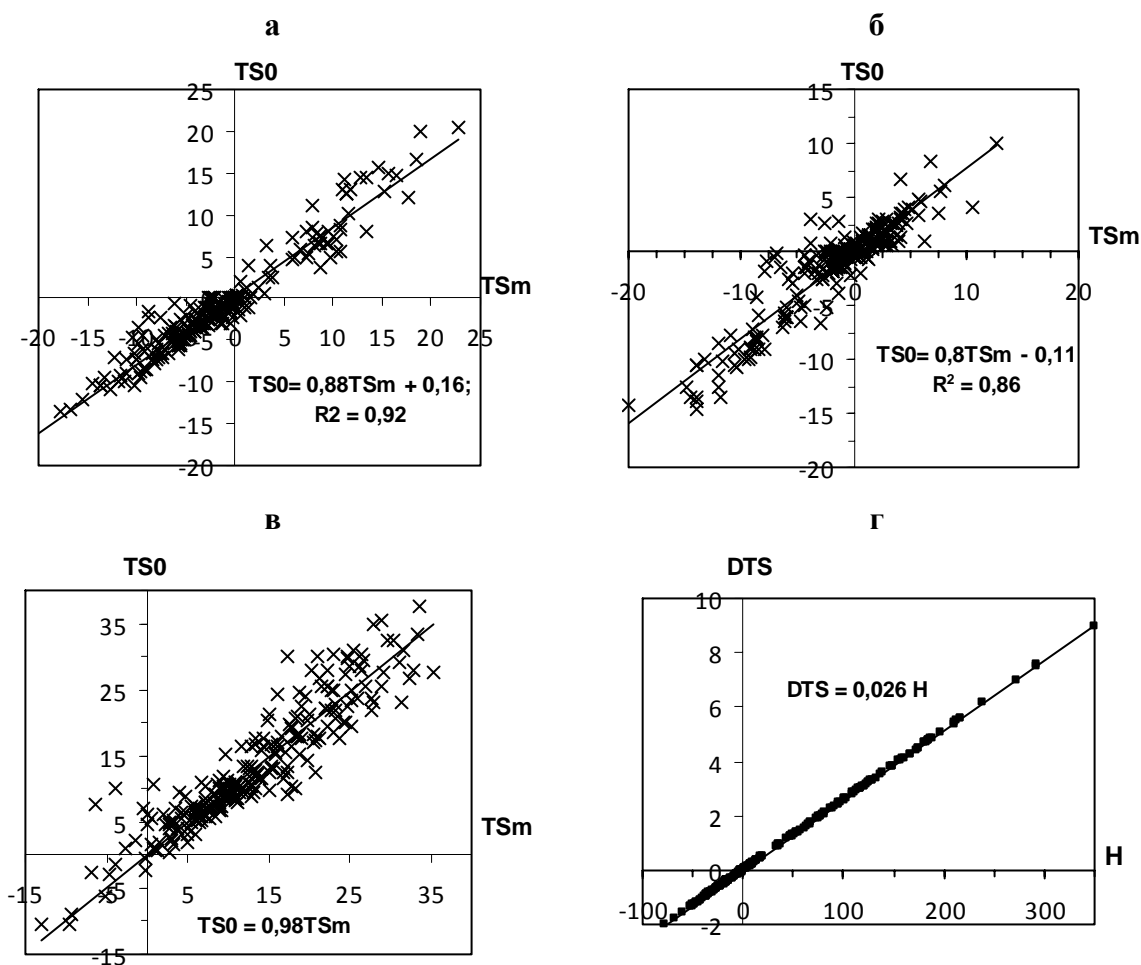
Рисунок 1д иллюстрирует зависимость безразмерной высоты вязкого подслоя $z^+ = (u_* z_0 / \nu)$ от параметра гидростатической устойчивости z/L . Среднее значение z^+ при нейтральной стратификации, по нашим расчетам, составляет $z^+ = 10,6$ и согласуется с известными экспериментами [10], в которых показано, что общая зона вязкого подслоя и буферного слоя лежит в диапазоне $0 \leq z^+ \leq 11,63$.

Зависимость $z^+ = f(z/L)$ группируется в отдельные полосы, соответствующие различным скоростям ветра, значение которых представляется в метеорологических

кодах в виде натуральных чисел. Нижний ряд точек соответствует слабым ветрам 0-1 м/с, далее сформированы ряды по скоростям 2, 3, 4, 5, 6 и 9, 10 м/с.

Далее, на рисунке 2 показаны аналогичные сопоставления измеренной и расчетной температуры поверхности, но уже для весеннего, осеннего и зимнего сезона. Расчеты выполнены для поверхностей, шероховатость которых была в январе $\bar{z}_{0T} = 0,01$ м, в ноябре $\bar{z}_{0T} = 0,02$ м, и в апреле $\bar{z}_{0T} = 0,03$ м. Уравнения регрессии в поле рисунков, свидетельствуют о хорошей корреляционной зависимости исследуемых величин.

Среднеквадратическое отклонение разностей температур, для ноября и января, составляет всего $\sigma\{T_{Sm} - T_{S0}\} = 2,3$ °С. В апреле, когда температура поверхности почвы начинает прогреваться до значений 25-35 °С, расхождение измеренных и расчетных температур увеличивается.



- а) измеренные T_{S0} (T_{S0}) и расчетные температуры T_{Sm} (T_{Sm}) для ноября, °С;
- б) измеренные T_{S0} (T_{S0}) и расчетные температуры T_{Sm} (T_{Sm}) для января;
- в) измеренные T_{S0} (T_{S0}) и расчетные температуры T_{Sm} (T_{Sm}) для апреля;
- г) зависимость «скачка» температуры в вязком подслое от турбулентного потока явного тепла H , Вт/м² для апреля месяца

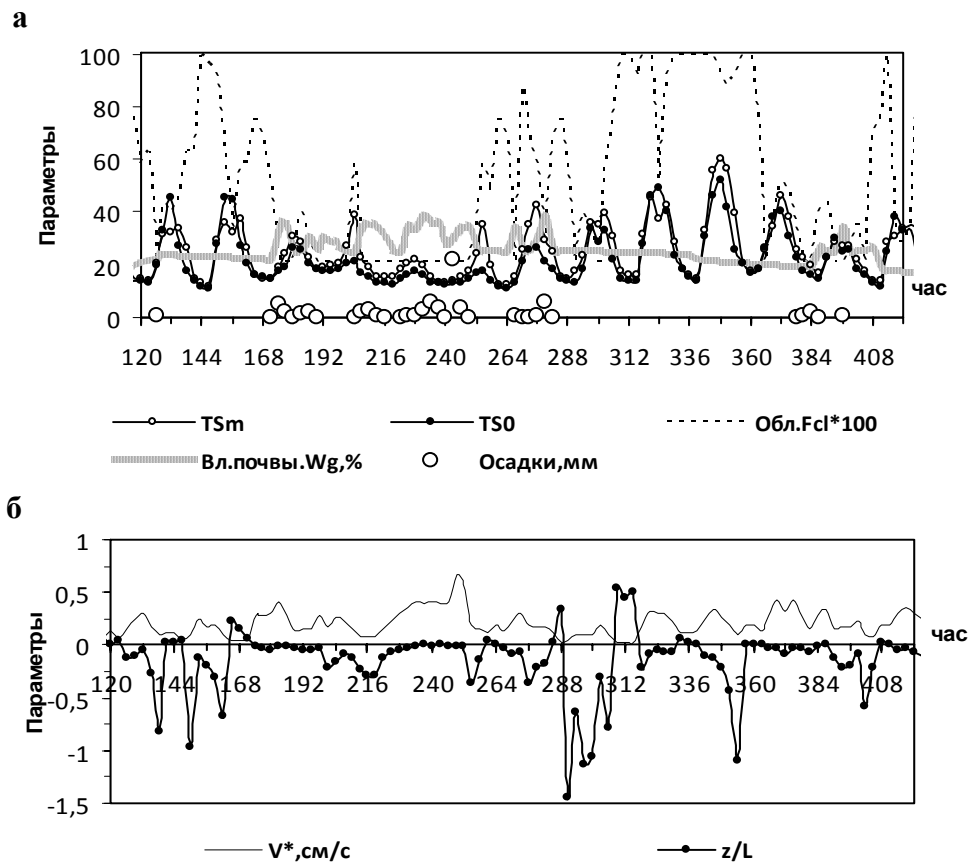
Рис. 2 – Сравнение измеренных T_{S0} и расчетных T_{Sm} температур поверхности почвы, °С (января, апреля, ноября, 1998, Любашевка)

На рисунке 2г представлена изменчивость разности температур $T_{S0} - T_S$ (DTS) в зависимости от величины турбулентного потока явного тепла H . Зависимость линейная, так как уравнение (4) можно записать так

$$\delta T_{vl} = H \left(\frac{z_{0T}}{\nu} \right), \quad (7)$$

и, тогда отношение (z_{0T}/ν) , являясь угловым коэффициентом a , регрессионного уравнения (показано в поле рисунка) будет определять среднюю толщину слоя термической шероховатости, в данном случае (апрель) $z_{0T} = 0,026 \approx 0,03$, без учета малых изменений кинематической вязкости ν .

На следующем рисунке 3 показан фрагмент суточных изменений расчетной T_{sm} и измеренной T_{S0} температуры поверхности и иных метеорологических величин, на основе которых рассчитывались искомые параметры, представленные на рис. 1.



- а) измеренные T_{S0} и расчетные температуры T_{sm} , °C;
 б) динамическая скорость u_* (см/с) и параметр гидростатической устойчивости z/L .

Рис. 3 – Суточный ход измеренных T_{S0} и расчетных T_{sm} температур поверхности почвы и иных сопутствующих величин (5-17 июля, 1998 г, Любашевка)

На рисунке 3а, кроме температур поверхности, показан временной ход поправочной функции облачности F_{cloud} , которая выражена в % (если $F_{cl} = 100$, то это соответствует 0/0 баллам, если $F_{cl} = 20$ – то 10/10 баллов), влажности почвы W_g , % и количества осадков в мм. Атмосферные осадки выпадали 7-12, 16 и 26 июля.

Модель реагирует на наличие осадков разной интенсивности и увеличивает влажность почвы W_s . Начиная с 17 числа месяца (408 час) до 26 июля устанавливается малооблачная погода, влажность почвы постепенно уменьшается пропорционально потерям влаги за счет испарения. Подчеркнем, что все результаты получены только на основе стандартной метеорологической информации.

На рисунке 4 показан суточный ход измеренных T_{s0} и расчетных T_{sm} температур поверхности, скорости ветра и количества облачности за зимний период с 14 до 30 января. С 18-го на 19 января (456 ч) проходит холодный фронт, температура поверхности резко падает до отрицательных значений, при скоростях ветра около 5 м/с. Суточные колебания температуры отсутствует до 21.01 (504 час) и только с уменьшением количества облачности до 0-4 баллов ($F_{cl} \cdot 10 \approx 10$) начинает появляться суточная периодичность, усиливающаяся по мере уменьшения скорости ветра.

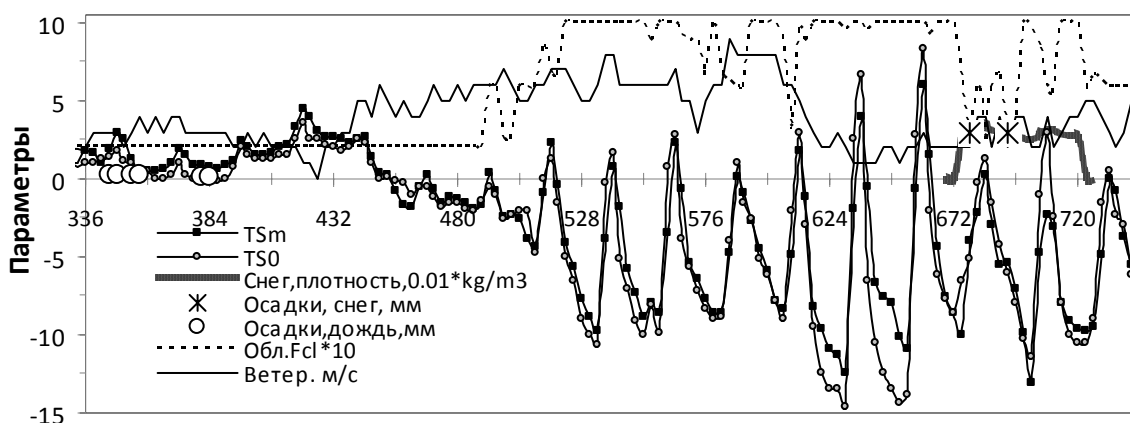


Рис. 4 – Суточный ход измеренных T_{s0} и расчетных T_{sm} температур поверхности почвы за зимний период (18-30 января 1998, г. Любашевка)

Наибольшая суточная амплитуда температуры поверхности наблюдается 27-28 января (648-672 ч) и достигает значений 23°C .

Обратим внимание, что при замерзшей почве $T_{sm} < 0$ и низких температурах воздуха, модель воспроизводит температуру поверхности, с меньшей погрешностью, чем в условиях перегретой почвы.

Процесс образования льда или его таяния реализован в модели следующим образом [11].

1. Для расчета твердой фазы, когда $T_{sm} < 0$, используется эмпирическая зависимость для максимального количества жидкой влаги $W_{sn \max}$, которая остается незамерзшей при отрицательной температуре

$$W_{sn \max} = W_m + (W_0 - W_m) \exp(T_s / T_0), \quad (8)$$

где $T_0=273$ °С; W_0 , W_m – количество незамерзающей воды при 0° и очень низкой температуре, зависят от типа почвы.

2. Если в верхнем слое почвы при отрицательной температуре $T_{sm} < 0$, содержание воды $W_s > W_0$, то все тепло воды оставшейся в объеме (1х1х0.1м) почвы, направляется на образование льда при температуре 0° .

3. Если $T_{sm} < 0$, а $W_s > W_0$ и $W_s > W_{sn\max}$, то при отрицательном притоке тепла расчет теплоемкости проводится по уравнению

$$C_{sn(об)} = C_w + L_i \frac{\Delta W_{sn\max}}{\Delta T_s}, \quad (9)$$

4. Если $T_{sm} > 0$, т.е. температура почвы становится положительной и начинается процесс ее оттаивания, но до этого момента она была замерзшей, то аналогично случаю 1, весь приток тепла расходуется на таяние льда при температуре 0° . Вкладом водяного пара в фазовые переходы влаги в этих процессах пренебрегают. Если же лед отсутствует, то модель возвращается к процессам испарения воды и конденсации водяного пара в почвенных порах.

Эти процедуры введены в связи с тем, что при метеорологических наблюдениях состояние поверхности земли (например, почва, замерзшая или покрытая коркой льда) фиксируется только в утренние сроки наблюдения, а далее, в последующие часы, температура поверхности T_{sm} может изменяться как при оттаивании, так и при замерзании. Эти изменения и обнаруживаются метеорологическим препроцессором.

Выводы.

Верификация методики расчета температуры подстилающей поверхности, а именно, сравнение расчетной и измеренной на метеорологических станциях температуры подстилающей поверхности показало тесную корреляционную связь между ними. Их равенство, являясь критерием выполнимости баланса энергетических потоков, позволило определить соотношение энергий, идущих на формирование турбулентных потоков, которые, в свою очередь, определяют структуру и тепловой режим приземного и пограничного слоя.

Список литературы

1. *Волошин В.Г.* Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – № 46. – С. 83-89.
2. *Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю.* Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы//Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – № 9. – С. 38-58.
3. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С.163-187.
4. *Глобус А.М.* Экспериментальная гидрофизика почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969.– 355 с.
5. *Орленко Л.Р.* Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.

6. *Noilhan J., Planton S.* A simple parameterization of land surface processes for meteorological models//Mon Weather Rev. – 1989. – № 117. – P. 536-549.
7. *Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В.* О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений//Изв. АН СССР, Физ. атм. и океана. – 1968. – Т. 4. – №9. – С. 915-929.
8. *Налбандян О.Г., Кухарец В.П., Голицын Г.С.* Трехслойная динамическая модель взаимодействия поверхности с приземным слое атмосферы//Изв. РАН, Ф.А.О. – 2002. – Т. 38. – № 3. – С. 293-300.
9. *Степаненко С.Н.* Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса, 2001. – 280 с.
10. *Брэдшоу П.* Введение в турбулентность и ее измерение. М.: Мир, 1974. 278с.
11. *Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ-РАН-97 /Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. .– М.: препринт ИВМ РАН.– 1997.–75 с.*

Метод розрахунку температури підстильної поверхні за стандартними метеорологічними спостереженнями. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Куришина В.Ю., Головатюк М.Д.

В роботі аналізуються результати розрахунку температури підстильної поверхні, які виконані за допомогою енергобалансової моделі приземного шару атмосфери SLEB. Розрахункові значення температур порівнюються з температурами, які вимірювалися надґрунтовими термометрами при метеорологічних спостереженнях. Процедури, що використовуються, забезпечують хорошу відповідність розрахункових і зміряних температур. Модель SLEB є складовою частиною метеорологічного препроцесора дифузійної моделі забруднення атмосфери МЛАД.

Ключові слова: температура підстильної поверхні, температура повітря у в'язкому шарі, приземний шар атмосфери, тепловий баланс підстильної поверхні.

Method of computation of the ground temperature based on the standard meteorological observations.

Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kurishina V.Yu., Golovatyuk N.D.

In the paper the results of calculation of the air surface temperature in the viscous layer obtained by the energy-balance model of the surface layer "SLEB", are analyzed. The calculated values of the air surface temperature in the viscous layer are compared with the values of the ground temperature derived from the weather observations. The procedures used provide a good accordance of calculated and measured temperatures. Model "SLAB" is a compoment part of the meteorological preprocessor of the air dispersion model "MLAD".

Keywords: ground temperature, air surface temperature in the viscous layer, surface layer of atmosphere, thermal balance of surface.

РЕЗУЛЬТАТИ ЧИСЕЛЬНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ФРОНТОГЕНЕЗУ І СИЛЬНИХ ОПАДІВ

Представлено огляд наукових робіт, які виконані в Російському ГМЦ в останні роки. В цих роботах шляхом чисельних експериментів з різними прогностичними моделями досліджується зв'язок між кількісними характеристиками атмосферних фронтів і опадами. Запропоновано методи прогнозу опадів, які не потребують урахування вертикальних рухів і сконденсованої вологи. Розглянута синоптична ситуація з сильними опадами для оцінки зв'язку останніх з інтенсивністю атмосферних фронтів.

Ключові слова: атмосферний фронт, фронтальний параметр, опади, прогностична модель.

Вступ. Сучасні гідродинамічні моделі з досить високою точністю прогнозують поля метеорологічних величин, але проблема недостатньої точності прогнозу ряду атмосферних явищ залишається нерозв'язаною. Перш за все це відноситься до прогнозу опадів. Відомо, що навіть в найкращих гідродинамічних моделях прогноз опадів, особливо інтенсивних, недостатньо успішний.

Чисельний прогноз опадів є складною задачею, тому що модель повинна урахувати, з одного боку, механізми фазових переходів вологи, хмаро- і опадоутворення, а з другого – механізми генерації вертикальних рухів, роль яких не можна недооцінювати.

В роботах [1-4] показано, що існує тісний статистичний зв'язок між наявністю та інтенсивністю опадів, що спостерігаються, і діагностичними характеристиками процесів, які спричиняють виникнення вертикальних рухів. Цей зв'язок є настільки добре вираженим, що вказані характеристики можна використовувати як предиктори опадів, особливо сильних. Цінність цього висновку полягає в тому, що в методах прогнозу опадів можна не враховувати вертикальні рухи або вологу, яка сконденсувалася. В якості предикторів можна використовувати величини, які розраховуються по полях вітру, температури і тиску [3]. Поле вологості використовується в мінімальній мірі. Наприклад, один з таких предикторів – фронтальний параметр, який запропоновано в роботах [5-7], залежить від вологості тільки через еквівалентну добавку до температури. Ця залежність виявляється через характеристику барокліності, яка є функцією горизонтального градієнта еквівалентної температури деякого шару атмосфери.

Об'єкти дослідження та вихідні матеріали. Фронтальний параметр є кількісною характеристикою інтенсивності атмосферних фронтів. Існує декілька таких характеристик.

Вперше поняття фронтального параметру ψ було введено в роботі [7], автори якої цю характеристику використовували виключно для проведення ліній фронтів на синоптичних картах і картах баричної топографії. Фронтам відповідали лінії, проведені через точки з максимальними значеннями параметра ψ . Але в дослідженнях, виконаних в Російському ГМЦ [1, 2, 5, 6], було показано, що цю характеристику можна використовувати для визначення фронтальних областей, з якими, як правило, пов'язані зони опадів, тобто фронтальний параметр є більш інформативною характеристикою в порівнянні з тим змістом, який надали йому автори [7]. Цей висновок підтверджується і результатами інших робіт [8, 9]. Зокрема, авторами даної статті проведено аналіз полів фронтального параметра ψ та опадів, зони яких пов'язані з двома гілками полярного

фронту. Розрахунок параметра ψ виконано за даними об'єктивного аналізу полів температури та вологості на ізобаричних поверхнях 850, 700 і 500 гПа за 00^h 14.12.2009 р.; для аналізу використані також синоптичні матеріали і поля вихору швидкості вітру та опадів

Аналіз останніх досліджень і публікацій. В теперішній час проблемою об'єктивного аналізу атмосферних фронтів займаються в основному вчені Російського ГМЦ. В роботах [1, 6] на основі результатів фронтологічного аналізу синоптиків (суб'єктивного) визначено додатковий параметр P , який ураховує ступінь циклонічності баричного поля. Лінійна комбінація параметрів ψ і P являє собою так званий комбінований параметр F , який ураховує барокліність нижньої половини тропосфери і циклонічність нижньотропосферного баричного поля. Саме цей параметр використовується в Російському ГМЦ для об'єктивного аналізу атмосферних фронтів і для виявлення ступеня зв'язку фронтального параметра з опадами.

Впродовж останніх років авторами [2, 3] проведена велика кількість чисельних експериментів з прогностичними моделями, які мають різне просторове розділення. Для чисельного моделювання відбирались випадки інтенсивного циклогенезу, сильних опадів і стратосферних вторгнень. Чисельні експерименти проводились з моделями, які використовуються в ГМЦ РФ в оперативному режимі і в дослідницьких цілях [2, 4]. Зокрема велика серія розрахунків була виконана за даними глобальної напівлагранжової моделі (НЛМ) і моделей ETA і MM5 [4].

Чисельні експерименти з використанням моделей з різним просторовим розділенням передбачали виконання двох основних задач.

1. Моніторинг якості чисельного прогнозу діагностичних характеристик (таких як фронтальний параметр, рівень нульової плавучості, фронтогенетична функція, потенціальний вихор, висота тропопаузи).
2. Вивчення конкретних випадків циклогенезу, фронтогенезу і сильних опадів за допомогою чисельного моделювання.

Перша з названих задач вирішувалась шляхом розрахунку полів вказаних вище діагностичних характеристик за вихідними модельними даними і їх порівняння з „фактом”, тобто з тими ж діагностиками, які розраховані за даними об'єктивного аналізу відповідно до прийнятої в моделі схеми. При цьому використовувались вихідні дані глобальної моделі НЛМ на сітці з кроками 2.5×2.5 , 1.25×1.25 і $0.9 \times 0.72^\circ$, а також дані регіональних моделей ETA і MM5 з кроком 0.33° по широті і довготі.

Область розрахунків – це райони Європи з центральною точкою 55° півн.ш., 40° сх.д. і розміром 240×121 вузлів сітки. Тобто область дослідження розташована між 35 і 75° півн.ш. та 0 і 80° сх.д. Таким чином, ця область включає і територію України.

В роботах [2, 3] викладені результати досліджень зв'язку кількісних характеристик атмосферних фронтів з опадами, які показали, що в зимовий період найбільш тісно опади пов'язані з фронтальним параметром F . Цей результат повністю відповідає фізиці процесів опадоутворення. Дійсно, відомо, що опади в холодну пору року формуються, як правило, в області атмосферних фронтів, тобто в бароклічних зонах, які найчастіше пов'язані з циклонічними баричними полями. Тому в таких зонах параметр F , як характеристика бароклічності і циклонічності нижньої половини тропосфери, має підвищені значення. В роботі [3] на основі аналізу великого об'єму розрахованих характеристик зроблено висновок, що фактори, які кількісно характеризуються параметром F (бароклічність і циклонічність) дають основний внесок в динамічне змушення опадів в реальній атмосфері. Автори [3] підкреслюють, що вказані фактори відіграють головну роль генерації висхідних рухів, які зумовлюють виникнення зон опадів, тому поряд з бароклічністю і циклонічністю доцільно

враховувати ще й ефекти конвективної нестійкості. Кількісно ці ефекти описуються рівнем нульової плавучості H_k (в англійській літературі LNB – Level of Null Buoyancy).

Як відомо, внесок конвективної нестійкості є мінімальним взимку, а навесні та влітку він суттєво зростає і відіграє велику роль в формуванні зон опадів. За даними роботи [3] взимку конвективна нестійкість відмічається в 8-10% вузлів сітки, навесні – в 16-20% і влітку – приблизно в 30% вузлів від загальної кількості вузлів в вибірках. Практично в усі сезони в квадратах з конвективною нестійкістю середня повторюваність опадів з інтенсивністю >1 і >6 мм/12 год в кілька разів перевищує їх середню повторюваність в квадратах зі стійкою стратифікацією. Влітку цей ефект максимальний, але і взимку аналогічні повторюваності відрізняються більш ніж у два рази. Цей результат дає авторам [3] можливість стверджувати, що барокліність не тільки генерує конвективну нестійкість, але й сприяє її реалізації, оскільки повторюваність опадів при конвективній нестійкості тим більша, чим більше F (це особливо помітно взимку, коли термічний фактор відіграє невелику роль).

Розглянемо результати оцінки успішності прогнозування рівня нульової плавучості H_k і фронтального параметра F , які одержані шляхом чисельних експериментів відповідно до першої задачі, сформульованої вище.

Виправданими вважаються прогнози значення H_k , які попали в той же інтервал висот (<3 , $3-8$, >8 км, тобто відсутність конвекції або неглибока конвекція, середня і глибока конвекція відповідно), що і розраховані в тому ж вузлі сітки за даними об'єктивного аналізу в строк прогнозу.

Глобальна модель (НПЛ) по європейському регіону показала успішність, яка мало змінюється від сезону до сезону і складає 86-88% вузлів, при цьому відсотки знижених і завищених прогностичних H_k практично однакові.

Регіональні моделі ETA і MM5 прогнозують рівень H_k у вузлах сітки з успішністю 75% вузлів при частках випадків завищених і занижених значень H_k , які мало відрізняються.

Для оцінок якості чисельного прогнозу фронтального параметра F весь діапазон F поділявся на 5 інтервалів (0-20, 21-40, 41-60, 61-100, >100 ум. од.). Значення $F < 20$ відповідає переважно внутрішньомасовим умовам, $F = 21-40$ – слабким фронтам або периферіям фронтальних зон, $F = 41-60$ – фронтам помірної інтенсивності, а $F = 61-100$ і $F > 100$ – інтенсивним і дуже інтенсивним фронтам відповідно. Середня повторюваність опадів > 1 мм/12 год від одного інтервалу до наступного змінюється на величину приблизно 10%.

Чисельні експерименти показали, що рівні успішності прогнозів F у вузлах сітки мало відрізняються для різних моделей і в цілому значно (близько 20%) нижче успішності прогнозу H_k . Найбільш високі показники отримані для НЛМ при кроці вихідних даних 2.5° (успішність складає 65-68% вузлів) [4].

Порівняння полів F , які розраховані з використанням різних моделей, дозволило авторам [3, 4] виявити деякі нові деталі завдяки більш високому розділенню, а саме:

- зони атмосферних фронтів при кроці 1.25° , тим більше в напівлагранжевій моделі з кроком $0.9 \times 0.72^\circ$ та в моделях MM5 і ETA, за своєю формою набагато краще погоджуються із зображенням фронтів на картах погоди і на супутникових знімках: характерна кривизна, мезомасштабні осередки максимальної барокліності (гіпербарокліні зони), неоднорідність фронтів у продольному напрямку яскраво проявляються в усіх випадках. Завдяки цьому зони фронтів на дрібній сітці вигідно відрізняються від зон на сітці $2.5 \times 2.5^\circ$;
- порівняння діагностичних і прогностичних полів F показує в цілому добру узгодженість, в тому числі і в положеннях згаданих вище мезомасштабних особливостей. Контрасти в полі F на дрібній сітці більші, ніж на сітці $2.5 \times 2.5^\circ$,

внаслідок чого навіть маленький зсув в локалізації прогностичних мезомасштабних максимумів (які мають вигляд витягнутих уздовж фронту смуг або ланцюжків) приводить до великих похибок прогнозу F у вузлах сітки;

- зони конвективної нестійкості в моделях з більш високим в порівнянні з $2.5 \times 2.5^\circ$ розділенням також прогножуються в цілому більш успішно в розумінні їх локалізації, зв'язку з фронтами і циклонами, форми і інтенсивності. За даними моделей з дрібною сіткою (НЛМ, ЕТА і ММ5) зроблено висновок про перспективність використання зон конвективної нестійкості (ЗКН) замість H_k як міри конвективної нестійкості.
- сильні (>6 мм/12 год) опади як в теплий, так і в холодний сезони випадають в модельних фронтальних та/або конвективних зонах, при цьому моделі з дрібною сіткою дають, як правило, більш високий ступінь узгодження між прогностичними полями F і H_k та фактичним полем опадів.

Найбільш важливим результатом цього дослідження є розвиток методу ймовірнісного прогнозу опадів на основі нового підходу (альтернативного відносно до прямого чисельного моделювання опадів) з використанням двовимірних (для F і H_k) спектрів повторюваності опадів.

На закінчення відмітимо, що в ГМЦ Росії чисельні експерименти проводилися не тільки для виявлення ефективності комбінованого параметра F [2-4], але досліджувався також зв'язок з опадами і більш простого параметру ψ [1, 5, 6], який, як сказано вище, враховує в основному бароклініст нижньої половини тропосфери. Розрахунки параметра ψ значно простіші, тому що не потребують аналізу баричного поля з метою оцінки ступеня його циклонічності.

Як приклад наведемо результати фронтологічного аналізу, виконаного авторами даної статті для ситуації, яка відбувалась на території європейського континенту 14 грудня 2009 р. (рис. 1в). Західна і центральна частини Середземноморського басейну, а також південні райони України і європейської Росії знаходяться під впливом двох циклонів. Центральна частина одного з них розташована над Каспійським морем, а другого – біля східного узбережжя Піренейського півострова.

Опади інтенсивністю до 15 мм за добу спостерігалися над Кавказом і прилеглими районами. Зона більш інтенсивних опадів (до 23 мм/ добу) розташовувалась над центральною частиною Середземного моря і його північним узбережжям (рис. 1г); обидві зони опадів пов'язані з ділянками фронтів, які проходять практично паралельно один одному між 35 і 50° півн.ш. (рис. 1в).

Поле фронтального параметра представлено на рис.1а, де найбільш темним ділянкам відповідають від'ємні значення ψ , які свідчать про відсутність фронтів. Велика область додатних значень ψ , що окреслюється ізолінією $\psi=5 \cdot 10^{-10} \text{ м}^{-1}$, орієнтована з південного сходу на північний захід і збігається з широтною смугою, де розташовані обидві гілки полярного фронту. Першій зоні опадів (менш інтенсивній) відповідають значення параметра ψ від 15 до 30 (тут і далі порядок і розмірність не вказуються). Зона опадів над Середземним морем пов'язана з ділянками теплих фронтів, де ψ набирає як від'ємних, так і додатних значень (в основному від 5 до 10).

В роботі [1] відзначається, що більша частина вузлів з опадами потрапляє всередину зони фронту, яка окреслюється ізолінією $\psi=5$. В нашому випадку перша зона опадів повністю розташована в тій частині поля фронтального параметра, де $\psi > 5$, а друга – частково. Отже, зв'язок параметра ψ з опадами явно простежується, але більш чітко він виявляється для опадів на холодному фронті (над Північним Кавказом), що узгоджується з результатами досліджень [2-4], згідно з якими за допомогою параметра ψ добре виявляються саме холодні ділянки фронтів.

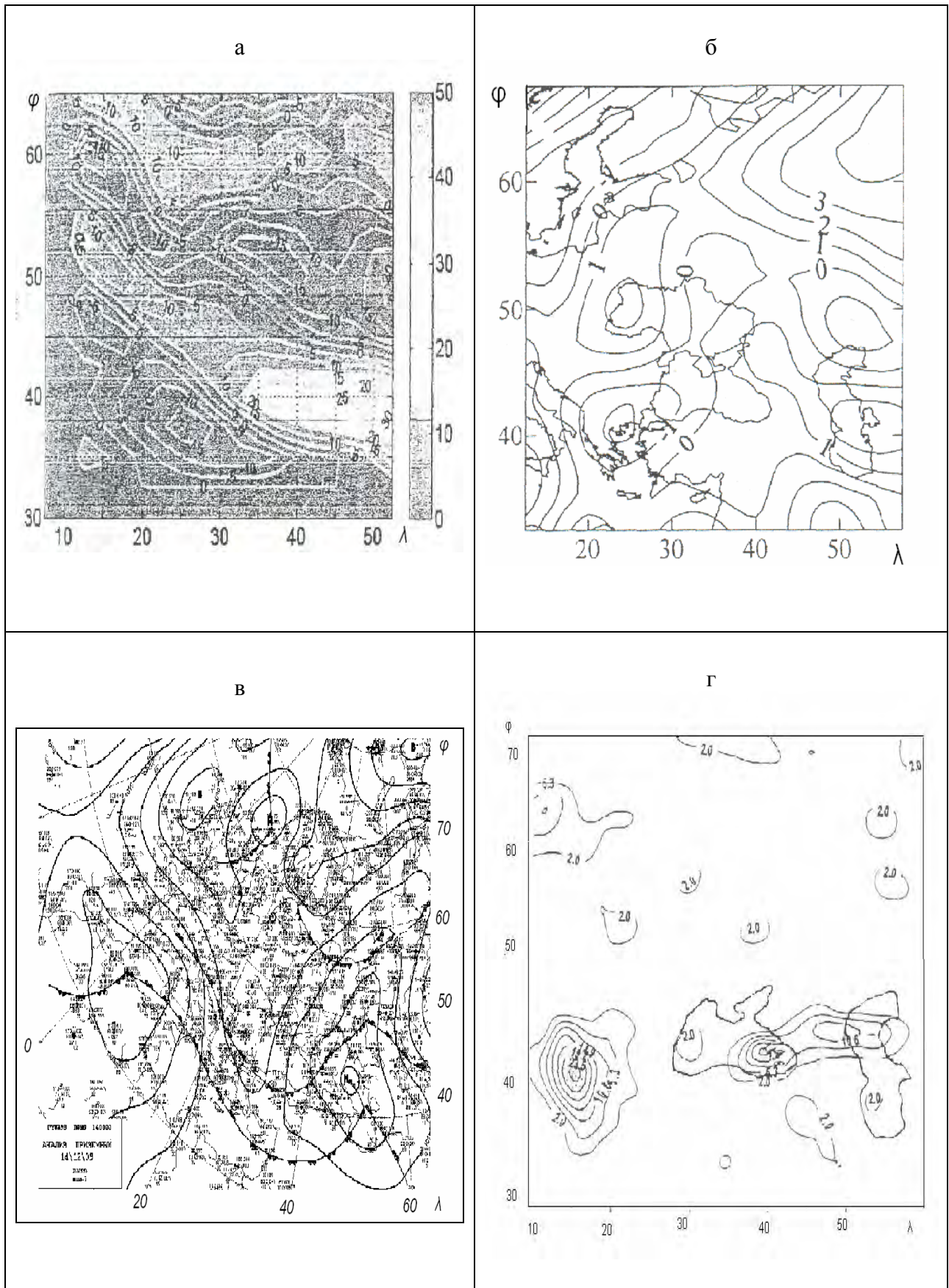


Рис.1 – а – фронтальний параметр $\psi \cdot 10^{-10} \text{ м}^{-1}$; б – вихор швидкості (10^{-5} с^{-1}); в – приземний аналіз; г – опади (мм/добу) за 14.12.2009 р.

Щодо кількісного зв'язку параметра ψ з опадами, то в нашому випадку його важко прокоментувати, тому що на формування розглянутих зон опадів впливали не тільки фронти, а й орографія. Це стосується перш за все Альпійських та Апеннінських гір, де більш інтенсивним опадам відповідають порівняно невеликі значення ψ . Через складну орографію неможливо також оцінити вплив циклонічності поля тиску на інтенсивність фронтів, оскільки поле вихору є малоградієнтним та плямистим (рис.1б).

Проте результати даного аналізу підтверджують основні висновки, які отримані в роботах [2-4,6,8], а саме: параметр ψ не забезпечує належної ефективності фронтального аналізу, але виявляє найбільш інтенсивні ділянки фронтів, з якими пов'язані зони опадів (особливо сильних).

Висновки:

На основі чисельних експериментів, виконаних в ГМЦ РФ з використанням великого обсягу інформації встановлено, що

- фронтальний параметр F і рівень нульової плавучості H_k можна використовувати для побудови імовірнісного методу прогнозу опадів, тому що точність їх прогнозу як предикторів досить висока;
- можливість використання параметра ψ в якості предиктора потребує подальшого обґрунтування шляхом чисельних експериментів з використанням моделей з різними кроками сіток і великим обсягом вихідних даних.

Список літератури

1. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. – 2000. – №7. – С. 5-16.
2. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. и др. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклонов // Труды ГМЦ РФ. – 2000. – Вып. 335. – С. 5-25.
3. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Расчет динамических факторов генерации осадков по данным объективного анализа // Метеорология и гидрология. – 2001. – №5. – С. 22-34.
4. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н. Спектр повторяемости осадков на территории Европейской части бывшего СССР в зависимости от интенсивности фронтальных зон и конвективной неустойчивости сеточного масштаба // Метеорология и гидрология. – 2006. – №4. – С. 5 - 18.
5. Шакина Н.П., Калугина Г.Ю., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. I. Объективные характеристики фронтов, проведенных синоптиками // Метеорология и гидрология. – 1998. – №7. – С. 19-30.

6. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Калугина Г.Ю. Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. II. Объективное выделение зон фронтов // Метеорология и гидрология. – 1998. – №8. – С. 5-15.
7. Huber-Pock F. and Kress Ch. An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products/ - Meteorol. Atmos. Phys.. – 1989. – Vol. 40, No.2. – P. 170-180.
8. Хоменко Г.В. Оценка эффективности объективного анализа атмосферных фронтов // Метеорология, климатология и гидрология. – 2008. – Вып. 50, ч. I. – С. 124-129.
9. Криволап Т.А. Оценка связи фронтального параметра с осадками // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 14-17 квітня 2009 р. – Одеса, 2009. – С. 6-9.

Результаты численного моделирования фронтотенеза и сильных осадков. Ивус Г.П., Хоменко Г.В.

Представлен обзор научных работ, которые выполнены в Российском ГМЦ в последние годы. В этих работах путем численных экспериментов с различными прогностическими моделями исследуется связь между количественными характеристиками атмосферных фронтов и осадками. Предложены методы прогноза осадков, которые не требуют учета вертикальных движений и сконденсированной влаги. Рассмотрена синоптическая ситуация с сильными осадками для оценки связи последних с интенсивностью атмосферных фронтов.

Ключевые слова: атмосферный фронт, фронтальный параметр, осадки, прогностическая модель.

The results of the numerical simulation of frontogenesis and heavy precipitation. Ivus G.P., Khomenko G.

A review of the recent scientific investigations carried out in the Russian Hydrometeorological Center is presented. In these contributions the relationship between the quantitative characteristics of atmospheric fronts and precipitation is examined by using the results of the numerical experiments for various prognostic models. The methods of the precipitation forecast in which it isn't necessary to account for the vertical motions and the condensate, are proposed. To estimate the relationship between precipitation and intensity of the atmospheric fronts the synoptic situation with the heavy precipitation observed is studied.

Key words: atmospheric front, frontal parameter, precipitation, prognostic model.

ВЕРИФІКАЦІЯ ПРОГНОЗІВ СЕРЕДНЬОМІСЯЧНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ АНСАМБЛЕМ МОДЕЛЕЙ ПРОЕКТУ ENSEMBLES

*Верифікація прогнозів регіональних кліматичних моделей зі спостереженими середньомісячними температурами зроблена для станцій України (Одеса, Полтава, Вінниця та Сімферополь за період 1961–2010 рр.; Запоріжжя, Суми та Рівне за період 1973–2010 рр.). Визначена якість цих прогностичних моделей; наприклад, для Одеси показано, що найкращий прогноз дає модель RASMO ECHAM5-r3 (KNMI, Нідерланди). На результат моделювання впливає не тільки спроможність регіональної моделі відтворювати ті чи інші атмосферні процеси, а й вихідні дані. **Ключові слова:** верифікація прогнозів, оцінка справжужуваності, прогностична модель, графік розсіяння.*

Вступ. Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Саме тому для аналізу майбутніх змін доцільно використовувати результати моделювання. Для визначення причин змін клімату, що мають місце, а також оцінки майбутніх змін, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект – дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану [1]. Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв [2]. Все це дозволило просунути в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити імовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв.

Наступним кроком у дослідженні змін клімату було застосування результатів глобальних моделей [1], в яких крок сітки, як правило, не буває меншим за 2° вздовж широтного кола або меридіана, як вхідної інформації для регіональних кліматичних моделей з кроком сітки приблизно 25 км. Такий підхід було використано під час виконання проекту EMSEMBLES для території Європи, включаючи й Україну [3]. Але перед тим, як застосовувати результати регіональних кліматичних моделей для аналізу поточних та майбутніх змін клімату над певним невеликим регіоном або, навіть, пунктом, треба визначитися з тим, наскільки якісним було моделювання, тобто зробити верифікацію прогнозів.

За своєю суттю, верифікація прогнозів має на меті оцінювання існуючого рівня прогнозування і останніх тенденцій якості прогнозів, покращення методик прогнозування і, врешті решт, самих прогнозів, та забезпечення користувачів інформацією, потрібною для ефективного використання прогнозів. Верифікація може бути якісною чи кількісною, але, в будь-якому разі, вона має надавати інформацію про природу помилок прогнозів. Для того, щоб використовувати будь-яку кліматичну модель для обраної станції України, потрібно бути впевненим в якості прогностичної інформації, наданої цією моделлю для пункту. Отже потрібно порівняти модельні дані із фактично спостереженими на певній станції за один проміжок часу. Саме тому метою цієї статті є порівняння, або верифікація, прогнозу середньомісячної температури з фактичними даними, що мали місце насправді.

Вихідні дані та методологія дослідження. Верифікація прогнозів безперервних величин визначає, наскільки величини прогнозів відрізняються від спостережених величин і передбачає використання діаграм, наприклад, графіків розсіяння, а також різноманітних сумарних оцінок [4-8]. В даній роботі проводилась верифікація

середньомісячної температури повітря для станцій Одеса, Полтава, Вінниця та Сімферополь за період 1961 – 2010 рр., а також для станцій Запоріжжя, Суми та Рівне за період 1973 – 2010 рр. Різниця в періодах визначається наявністю безперервного часового ряду.

Для перевірки бралися результати чотирнадцяти регіональних прогностичних моделей з десяти прогностичних центрів з проекту ENSEMBLES (табл. 1).

Таблиця 1 – Регіональні кліматичні моделі, результати яких використовувались для верифікації прогнозу середньомісячної температури.

Модель	Регіональна модель	Країна	Глобальна модель
M01	Aladin	Франція	ARPEGE_RM5. 1
M02	KNMI RACMO	Нідерланди	ECHAM5-r3
M03	OURANOS CRCM	Канада	CGCM3
M04	SMHI RCA	Швеція	BCM
M05	SMHI RCA	Швеція	ECHAM5-r3
M06	SMHI RCA	Швеція	HadCM3Q3
M07	MPI REMO	Германія	ECHAM5-r3
M08	C4I RCA3	Ірландія	HadCM3Q16
M09	UCLM PROMES	Іспанія	HadCM3Q0
M10	ETHZ CLM	Швейцарія	HadCM3Q0
M11	DMI - HIRHAM	Данія	ARPEGE
M12	DMI - HIRHAM5	Данія	ECHAM5-r3
M13	DMI - HIRHAM5	Данія	BCM
M14	VMGO - RRCM	Росія	HadCM3Q0

Ряди прогностичних даних кожної моделі були зіставленні з фактичними значеннями середньомісячної температури для кожної станції. Знаючи широти та довготи обраних пунктів, обрано найближчі до них координати вузлів сіток кліматичних моделей (табл. 2), із яких було взято прогностичні дані. В таблиці також подані значення середньої кліматичної температури та дисперсії з кліматичного кадастру України, які використовувались при розрахунках оцінок справджуваності прогнозів.

Таблиця 2 – Координати кліматично однорідних районів (КОР) України по температурі та найближчих до них вузлів сітки прогностичних моделей; відповідні їм значення середньої багаторічної температури та дисперсії

Станція	Координати станції		Координати вузлів сітки		Середнє значення	Дисперсія
	Широта	Довгота	Широта	Довгота		
Одеса	46°26'	30°46'	46.375	30.375	10,1	0,8
Вінниця	49°14'	28°28'	49.125	28.375	7,1	0,9
Полтава	49°36'	34°33'	49.375	34.375	7,6	1,1
Сімферополь	44°41'	34°08'	44.375	34.125	10,6	0,8
Запоріжжя	47°48'	35°01'	47.375	35.125	9,4	1,0
Суми	50°53'	34°43'	50.625	34.375	6,6	1,1
Рівне	50°35'	26°08'	50.375	26.125	7,0	0,9

Верифікація прогнозів здійснювалася за допомогою таких характеристик (надалі F_i – спрогнозована температура, а O_i – фактично спостережена).

1. Середня помилка

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i - O_i \quad (1)$$

визначає наскільки у середньому прогноз є хибним. Її величини лежать у діапазоні від $-\infty$ до ∞ , причому 0 – найкраща величина.

2. Мультіплікативне зміщення

$$MB = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i} \quad (2)$$

визначає, наскільки середню величину прогнозів можна порівняти з середньою величиною спостережень. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від $-\infty$ до ∞ , причому 1 – найкраща величина.

3. Середня абсолютна помилка

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - O_i| \quad (3)$$

визначає, якою є середня величина помилок прогнозу. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 0 до ∞ , причому 0 – найкраща величина.

4. Середньоквадратична помилка

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} \quad (4)$$

визначає, якою є середня величина помилок прогнозу. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 0 до ∞ , причому 0 – найкраща величина.

5. Квадратична помилка

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 \quad (5)$$

визначає середню піднесену до квадрату різницю між прогнозами та спостереженнями. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 0 до ∞ , причому 0 – найкраща величина.

6. Лінійна помилка в імовірнісному просторі визначає помилку за допомогою формули

$$LEPS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |CDF_o(F_i) - CDF_o(O_i)|, \quad (6)$$

де $CDF_o()$ – кумулятивна функція розподілу, яка визначається за допомогою відповідних кліматичних даних.

Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 0 до 1, причому 0 – найкраща величина.

7. Коефіцієнт кореляції

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (7)$$

визначає наскільки добре прогностичні значення відповідають спостереженням. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 1 до -1, причому 1 – найкраща величина.

8. Коефіцієнт кореляції аномальності визначає, наскільки добре прогностичні аномалії відповідають спостереженням. Величини цієї характеристики лежать у діапазоні від 1 до -1, причому 1 – найкраща величина. Формула для нецентрованого коефіцієнта кореляції аномальності (АС) має вигляд

$$AC = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - \mu)(O_i - \mu)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - \mu)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \mu)^2}} \quad (8)$$

Докладніше міри справджуваності прогнозів (1)–(8) описані у монографії [4]. Також проаналізуємо графіки розсіяння, які показують прогностичні величини у порівнянні з фактично спостереженими і застосовуються для визначення того, наскільки добре прогностичні дані відповідають спостереженням; у випадку точного прогнозу усі точки будуть зосереджені на або поблизу діагоналі [4].

Результати дослідження. Характеристики справджуваності для кожного з пунктів занесені до таблиць. Із чотирнадцяти регіональних моделей до таблиць занесені лише ті, результати яких справджуються найкраще (табл. 3) або найгірше (табл. 4).

Таким чином, з усіх чотирнадцяти моделей лише одна для Одеси виявилася найкращою (табл. 3); це модель RACMO ECHAM5-r3 (KNMI, Нідерланди). За п'ятьма характеристиками справджуваності результати для них були найкращими (у табл. 3 вони показані напівжирним курсивом), а саме, середня абсолютна помилка, середньоквадратична помилка, квадратична помилка, коефіцієнт кореляції та коефіцієнт кореляції аномальності. Останні тринадцять моделей показали середні або гірші результати. Найкращою прогностичною системою для Вінниці виявилась VMGO-RRCM (Росія); для Полтави, Сімферополя, Запоріжжя та Сум можна відмітити шведську модель SMHI HadCM3Q3, а для Рівного – модель SMHI ECHAM5-r3.

Взагалі, коефіцієнти кореляції r для усіх відзначених випадків перевищували 0,9, тобто результати можна вважати цілком задовільними. Але якщо розглядати, наприклад, середню абсолютну помилку MAE , то можна побачити, що вона є достатньо великою – приблизно від 2,2 до 2,7 °С.

У випадку найгірших моделей (табл. 4) MAE є ще більшою – від 4 до 5 °С, що для середньомісячної температури можна вважати несприйнятливою величиною. З іншого боку, коефіцієнти кореляції навіть у випадку найгірших моделей залишаються дуже великими.

Інакше кажучи, часовий хід середньомісячної температури з максимумом влітку та мінімумом взимку відтворювався дуже добре, але аномальність у цьому ході проявлялася вже не дуже добре (порівняйте величини AC і $LEPS$ у табл. 3 і 4).

Цікавим є також і те, що результати однієї моделі SMHI RCA (Швеція) виявилися одночасно й найкращими й найгіршими. Різницею було те, що як вихідна до цієї моделі використовувалася інформація з різних глобальних моделей. Тобто, на результат моделювання впливає не тільки спроможність регіональної моделі відтворювати ті чи інші атмосферні процеси, а й вихідні дані.

Таблиця 3 – Найкращі прогностичні моделі та їх сумарні оцінки справджуваності моделювання середньомісячної температури для станцій Одеса, Полтава, Вінниця та Сімферополь за період 1961–2010 рр., та Запоріжжя, Суми та Рівне за період 1973–2010 рр.

Модель	<i>ME</i>	<i>MB</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MSE</i>	<i>LEPS</i>	<i>r</i>	<i>AC</i>
Одеса								
M02	0,67	1,06	2,24	2,86	8,20	0,08	0,95	0,94
Вінниця								
M14	0,67	1,06	2,24	2,86	8,20	0,08	0,95	0,94
Полтава								
M06	-0,31	0,96	2,64	3,53	12,46	0,06	0,93	0,93
Сімферополь								
M06	1,41	1,13	2,69	3,52	12,38	0,09	0,93	0,91
Запоріжжя								
M06	-0,08	0,99	2,43	3,15	9,94	0,06	0,95	0,95
Суми								
M06	-0,60	0,91	2,61	3,35	11,25	0,06	0,94	0,94
Рівне								
M05	0,37	1,05	2,40	3,13	9,79	0,06	0,93	0,93

Таблиця 4 – Найгірші прогностичні моделі та їх сумарні оцінки справджуваності моделювання середньомісячної температури для станцій Одеса, Полтава, Вінниця та Сімферополь за період 1961 – 2010 рр., та Запоріжжя, Суми та Рівне за період 1973 – 2010 рр.

Модель	<i>ME</i>	<i>MB</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>MSE</i>	<i>LEPS</i>	<i>R</i>	<i>AC</i>
Одеса								
M13	3,86	1,37	4,07	4,87	23,71	0,14	0,94	0,84
Вінниця								
M03	-4,38	0,41	4,73	6,10	37,20	0,10	0,93	0,86
Полтава								
M03	-4,17	0,47	4,67	6,01	36,09	0,10	0,93	0,88
Сімферополь								
M04	4,15	1,39	4,95	6,25	39,06	0,29	0,90	0,65
Запоріжжя								
M04	3,33	1,36	4,49	5,84	34,11	0,15	0,92	0,80
Суми								
M03	-4,42	0,36	4,97	6,58	43,27	0,11	0,92	0,86
Рівне								
M03	-4,67	0,38	5,03	6,50	42,28	0,10	0,91	0,83

Розглянемо також графіки розсіяння (рис. 1) для зазначених у табл. 3 і 4 моделей для того, щоб визначити наскільки добре відтворюється середньомісячна температура різних величин. У випадку точного прогнозу усі точки будуть зосереджені на або поблизу діагоналі.

З рис. 1 випливає, що тільки для Рівного (рис. 1м і н) різниця у графіках розсіяння

була незначною. Наприклад, для Одеси (рис. 1а), прогностичні температури у середньому були трохи вищими за спостережені для додатних значень температури і трохи нижчими для від'ємних. Температура близька до нуля по факту майже збігається з прогностичною. Це дає нам право вважати прогноз за голландською моделлю RASMO ECHAM5-r3 найкращим. Датська модель отримала найбільшу похибку в прогнозуванні середньомісячної температури (рис. 1б). Приблизно до значень середньомісячної температури 15°C , тобто в усі пори року за винятком літа, прогностичні дані завищувались, а після 15°C – занижувались порівняно зі спостереженою температурою. Таким чином, ця модель істотно зменшувала річну амплітуду температури в Одесі.

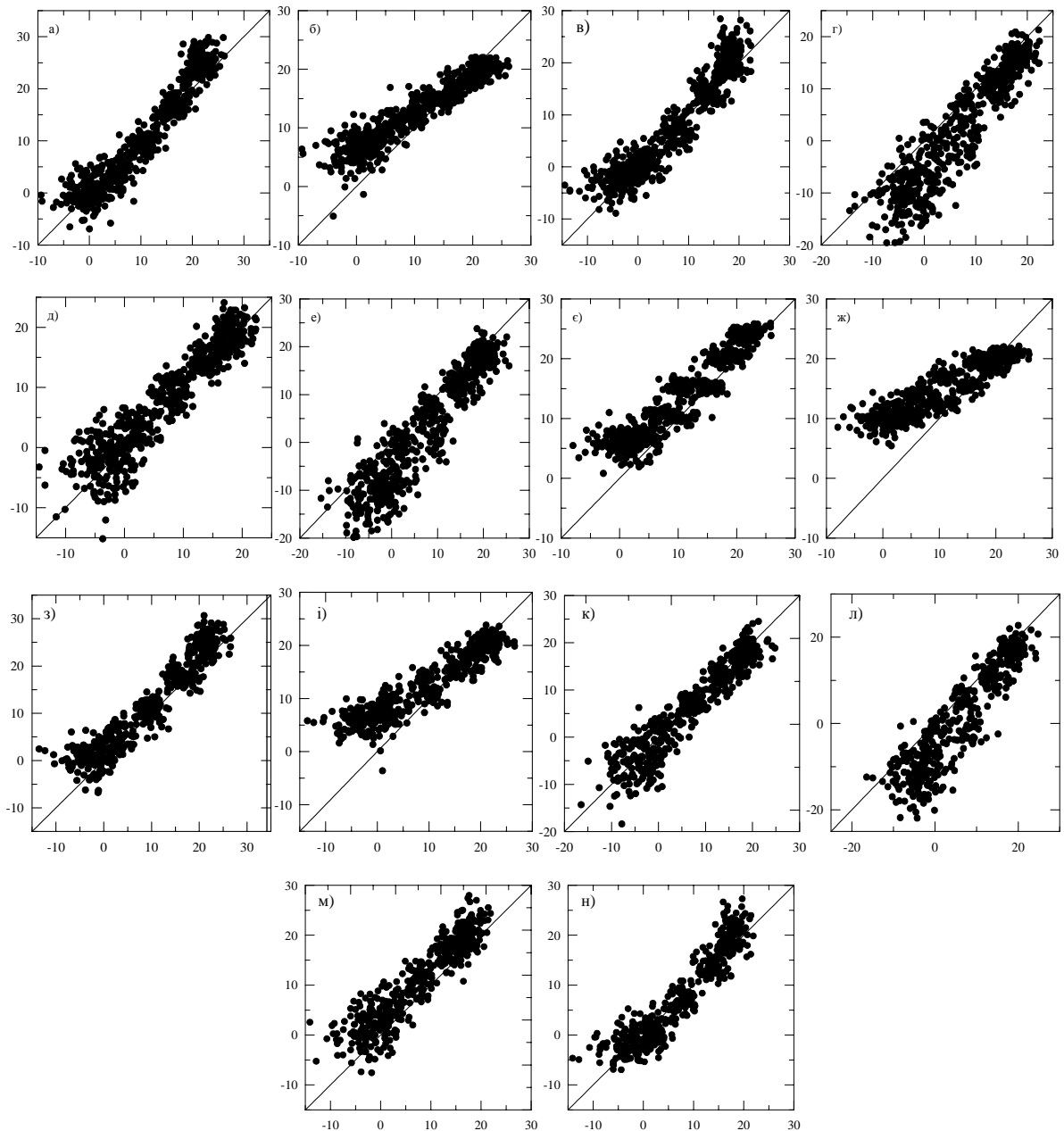


Рис. 1 – Графіки розсіяння середньомісячної температури для Одеси (а, б), Вінниці (в, г), Полтави (д, е), Сімферополя (є, ж) Запоріжжя (з, і), Сум (к, л) та Рівного (м, н) для найкращої (перший графік) та найгіршої (другий графік) моделей. Вісь X – фактичні значення, Y – прогностичні значення.

В більшості інших випадків найкращі моделі достатньо добре відтворювали середньомісячну температуру, хоч в окремих випадках різниця могла сягати й 10°C. Найгірші ж моделі можна розбити на дві групи. Для першої є характерним перевертання річної амплітуди температури у бік її зменшення – підвищення зимніх температур та підвищення літніх (окрім згаданої Одеси, це Сімферополь та Запоріжжя). Для решти випадків (Вінниця, Полтава і Суми) спрогнозована температура була в середньому на декілька градусів нижча за фактичну.

Висновки. В даній роботі розглянута верифікація прогнозів регіональних кліматичних моделей із спостереженими середньомісячними температурами для деяких станцій на території України. Результатом цієї роботи є перелік моделей, якість прогнозів яких для певних пунктів України є найкращою. Якщо ототожнювати, найкращою моделлю взагалі для України виявилася RCA HadCM3Q3 (SMHI, Швеція), а найгіршою – CRCM CGCM3 (OURANOS, Канада).

Цікавим висновком є те, що на результати верифікації істотно впливає вихідна інформація для регіональної кліматичної моделі, а саме результати інтегрування за глобальною моделлю. Наприклад, для Сімферополя і Запоріжжя як найкращі, так і найгірші результати були для шведської моделі RCA, але в першому випадку як вихідна інформація використовувалися дані інтегрування моделі HadCM3Q3, а у другому – BSM.

Доцільним вважається також використання не окремої характеристики, наприклад, коефіцієнта кореляції, а комплексу характеристик. Відзначимо, що для найкращих та найгірших моделей коефіцієнт кореляції є дуже високим і завжди перевищує 0,90; середня ж абсолютна помилка для найкращих моделей у два рази менше, за аналогічну величину для найгірших моделей.

Нарешті, цікавим наочним засобом може бути графік розсіяння, який показує прогностичні величини у порівнянні з фактично спостереженими і дозволяє виявити діапазони величин з найкращим та найгіршим прогнозом. У випадку найкращих моделей точки зосереджуються поблизу діагоналі графіків, а для найгірших прогнозів виявлено дві головні причини помилок. По-перше, переверталося річна амплітуда температури у бік її зменшення – підвищення зимніх температур та підвищення літніх. По-друге, спрогнозована температура була в середньому на декілька градусів нижча за фактичну.

Наприкінці треба відзначити, що використання будь-яких модельних результатів потребує їх попередню верифікацію за допомогою спостережених даних. Ця процедура дозволяє визначити, наскільки прогнози є якісними. У нашому випадку, верифікація дозволила визначити моделі, які можуть використовуватися для подальшого аналізу сценарних даних для найближчого майбутнього.

Список літератури

1. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon et al. (Eds.) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.

2. *Special Report on Emission Scenarios*. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change / N. Nakićenović et al. (Eds.). – Cambridge University Press, 2000. – 599 p.

3. *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of Research and Results from the ENSEMBLES Project* / P. van der Linden and J.F.B. Mitchell (Eds.). – Exeter, ENSEMBLES Project Office, MetOffice Hadley Centre, 2009. – 138 p.

4. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science* / I.T. Jolliffe, D.B. Stephenson (Eds.). – Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2003. – 240 p.

5. *Murphy A.H., Winkler R.L.* A general framework for forecast verification // *Monthly Weather Review*. – 1987. – Vol. 115(7). – P. 1330-1338.

6. *Murphy A.H.* What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting // *Weather and Forecasting*. – 1993. – Vol. 8(2). – P. 281-293.

7. *Murphy A.H.* The Finley affair: a signal event in the history of forecast verification // *Weather and Forecasting*. – 1996. – Vol. 11(1). – P.3-20.

8. *Potts J.M., Folland C.K., Jolliffe I.T., Sexton D.* Revised "LEPS" scores for assessing climate model simulations and long-range forecasts // *Journal of Climate*. – 1996. – Vol. 9(1). – P. 34-53.

Верификация прогнозов среднемесячной температуры ансамблем моделей ENSEMBLES. Хохлов В.Н., Моспан Н.О.

Проведена верификация прогнозов региональных климатических моделей со среднемесячными температурами, рассчитанными по наблюдениям для станций Украины (Одесса, Полтава, Винница, Симферополь за период 1961-2010 гг.; Запорожье, Сумы и Ровно за период 1973-2010 гг.). Определено качество этих прогностических моделей; например, для Одессы показано, что наилучший прогноз дает модель RACMO ECHAM5-r3 (KNMI, Нидерланды). На результат моделирования влияет не только способность региональной модели воспроизводить те или иные атмосферные процессы, но и исходные данные.

Ключевые слова: верификация прогнозов, оценка оправдываемости, прогностическая модель, график рассеивания.

Forecast verification of monthly temperature from ENSEMBLES models. Khokhlov V.N., Mospan N.O.

The forecasts of regional climatic models results were verified with the monthly mean temperatures observed at the Ukrainian sites (Odessa, Poltava, Vinnytsia, Simferopol for 1961-2010; Zaporizhzhia, Sumy, Rivne for 1973-2010). The skill of the models was determined; e.g. for the Odessa, best result was provided by the RACMO ECHAM5-r3 model (KNMI, Netherlands). The model result is conditioned the ability of regional model to reproduce some atmospheric processes as well as the input data

Keywords: forecast verification, estimation of reliability, prediction model, scatter plot.

ХВИЛІ ТЕПЛА ТА ОСНОВНІ МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ, ЩО ВИНИКАЮТЬ ПРИ ЇХ ДОСЛІДЖЕННІ

В статті показано, що в останнє десятиліття спостерігається зростання кількості випадків хвиль тепла, їх тривалості та інтенсивності. Наведено визначення хвиль тепла, що використовуються як окремими авторами, так і національними службами погоди різних країн. Обґрунтовано зручність використання визначення хвиль тепла, рекомендованого ВМО, для дослідження цього атмосферного явища в Україні. Описані негативні наслідки впливу хвиль тепла на людський організм, на рослини та тварин, а також можливі економічні збитки від їх впливу.

Ключові слова: хвилі тепла, інтенсивність хвиль тепла, тривалість хвиль тепла, наслідки впливу хвиль тепла.

Вступ. Хвилі тепла (ХТ) останнім часом привертають до себе все більше уваги вчених всього світу. Для цього є як мінімум кілька серйозних причин. По-перше, хвилі тепла є дуже небезпечним явищем з точки зору негативного впливу на населення і можуть призводити до загибелі та погіршення стану здоров'я значної кількості людей. По-друге, прояв цього небезпечного явища підвищує ризик виникнення лісових пожеж та зниження урожайності сільськогосподарських культур (і, відповідно, загострює проблему нестачі продовольства). Крім того, в останні десятиліття в окремих регіонах нашої планети почала помітно зростати їх повторюваність. Протягом останніх кількох декад частота прояву випадків хвиль тепла зросла в усьому світі, включаючи Європу. Дуже потужні ХТ спостерігалися в Центральній Європі в липні–серпні 2003-го р., в червні–липні 2006 р. та в західній частині Росії в липні–серпні 2010 р.

Хвиля тепла (англ. Heat wave – HW) – це метеорологічний феномен, що належить до явищ синоптичного масштабу та проявляється у вигляді аномально спекотної, сухої погоди, що зберігається протягом певного періоду і охоплює значні території. Погодні умови, що спостерігаються під час ХТ, можуть стати причиною величезної кількості людських жертв. Аномально спекотна погода негативно впливає не лише на людей, а також на тварин та рослини, саме тому ХТ може стати причиною суттєвих втрат в сільському господарстві та інших секторах економіки.

Як відомо, Україна є східноєвропейською країною, що межує з Росією на сході та північному-сході, а також розташована неподалік від країн Центральної Європи, де останнім часом спостерігаються потужні хвилі тепла. Багато жителів України можуть засвідчити, що в липні–серпні 2010 р. погодні умови на більшій частині території України були аномально спекотними та сухими, Український Гідрометеорологічний центр зафіксував кілька нових рекордів максимальної температури повітря протягом цього періоду, фахівці з УкрНДГМІ [1] проводять ґрунтовні дослідження температурних трендів для території України, проте наукових досліджень присвячених саме проблемі хвиль тепла на сьогодні в Україні не має. Хоча, зважаючи на близькість розташування країн, в яких спостерігаються потужні ХТ, та існуючі тренди для максимальних температур повітря, [1] актуальність таких досліджень в Україні є очевидною.

Матеріали та методи досліджень. Для виконання даного дослідження нами було вивчено та проаналізовано зарубіжну наукову літературу, присвячену проблемам хвиль тепла та їх негативному впливу на живі організми.

Виклад основного матеріалу. Найпершою проблемою, яка виникає при дослідженні хвиль тепла є те, що на сьогодні не існує єдиного універсального визначення цього явища. Першочерговим завданням, що передує дослідженню, як

правило, є аналіз різноманітних методик та підходів і обрання тієї, що дає змогу реалізувати поставлені завдання з урахуванням кліматичних особливостей регіону досліджень, його площі та інших чинників. Такий підхід, що на сьогодні реалізується більшістю вчених-метеорологів, та відсутність єдиного уніфікованого визначення (які існують для багатьох інших атмосферних явищ) створює певні труднощі в порівнянні інтенсивності та тривалості ХТ, що спостерігаються в різних частинах земної кулі.

Окремі дослідники та національні служби погоди різних країн використовують різноманітні варіанти визначення поняття хвиль тепла. Ding та ін [2] описує методику для визначення випадків хвиль тепла, що досить часто використовується в Китаї. В цій країні, зазвичай, спекотним днем вважається день, коли максимальна добова температура повітря сягнула $+35^{\circ}\text{C}$ (проте для визначення спекотного дня службою погоди в Китаї можуть бути використані три критерії – $+35$, $+38$ та $+40^{\circ}\text{C}$). Багато китайських авторів хвилею тепла вважають період тривалістю понад три дні з добовою максимальною температурою повітря вищою від $+35^{\circ}\text{C}$. Kyselý [3] для дослідження ХТ в Чехії використовує інше визначення, що ґрунтується на двох граничних температурах – T_1 and T_2 . Хвиля тепла визначається як період протягом якого 1) добова максимальна температура повітря є вищою ніж T_1 як мінімум 3 послідовні дні; 2) середня максимальна температура повітря за увесь період є вищою ніж T_1 ; 3) максимальна температура повітря не опускається нижче T_2 . При цьому $T_1 = +30.0^{\circ}\text{C}$ і $T_2 = +25.0^{\circ}\text{C}$. De Voesk та ін. [4] використовують відносні граничні значення температури у визначенні ХТ. Для кожної метеостанції і для кожного дня року розраховуються 90-відсоткові ймовірності максимальної температури. Дні, в які максимальні температури перевищують ці розрахункові значення називаються спекотними днями. Відповідно до даного методу, хвиля тепла – це період, що складається з, як мінімум, 7 послідовних спекотних днів. Цікавим є те, що якщо протягом хвилі тепла з 7-ми послідовних спекотних днів, спостерігається один день з температурою нижче відповідних граничних значень, то цей період все рівно вважається однією хвилею тепла (для ХТ тривалістю 15 днів допускається 2 непослідовні дні з нижчими температурами). На ймовірностях максимальних температур повітря різної забезпеченості та різного періоду тривалості ґрунтуються методики, що використовуються в [5, 6].

В Нідерландах спекотна погода називається хвилею тепла у випадку якщо цей період триває як мінімум 5 днів з максимальною температурою $+25^{\circ}\text{C}$ чи вищою, включаючи як мінімум 3 «тропічних» дні з максимальною температурою повітря вище $+30^{\circ}\text{C}$ [7]. Згідно офіційного глосарію Австралійського метеорологічного бюро, хвиля тепла – це період аномально спекотної погоди, що триває кілька днів [8]. Для різних Австралійських міст та регіонів існують більш конкретні визначення, що містять числові граничні значення температури повітря. Наприклад, ХТ в Аделаїді – це період з 5 послідовних днів, коли температура повітря сягнула позначки $+35^{\circ}\text{C}$ чи вище, або 3 послідовних дні з температурою вище $+40^{\circ}\text{C}$ [9]. В Сполучених Штатах не існує єдиного універсального визначення хвиль тепла, проте, за потреби воно може бути розроблене для будь-якого регіону, ґрунтуючись на тривалості періоду спекотних днів та самому їх визначенні. Відповідно, в різних регіонах, температурні та часові межі після яких спека називатиметься хвилею тепла будуть відрізнятися.

Всесвітня метеорологічна організація рекомендує для використання наступне визначення ХТ. Хвиля тепла – це період, коли максимальна добова температура повітря 5 або більше послідовних днів перевищує середню максимальну температуру для даного дня за нормальний період (1961–1990 рр.) більш ніж на 5°C або на 9°F .

Аналіз наукової літератури присвяченої проблемі ХТ та аналіз визначень цього атмосферного явища показує, що всі існуючі визначення можна поділити на кілька типів. Перш за все, виділяються визначення з абсолютними та відносними

температурними межами, другою відмінністю є тривалість періоду з температурами, що перевищують граничні, після якої спекотний період вважається хвилею тепла. Визначення з абсолютними температурними межами можуть бути використані лише у випадку, якщо досліджується країна з маленькою площею, або окремий регіон, де спостерігаються однакові (подібні) метеоумови. Наприклад, в межах України середня липнева температура повітря у Львові становить $+17,3^{\circ}\text{C}$, в Луганську – $+21,5^{\circ}\text{C}$, відповідно, проводячи дослідження хвиль тепла в межах всієї території України використовувати визначення з фіксованими граничними температурами буде не зовсім правильно. Саме тому, на нашу думку, найзручнішим для дослідження хвиль тепла в межах України є визначення запропоноване ВМО, адже, в ньому фіксованим є лише перевищення в 5°C , а значення середньої максимальної температури для кожної станції розраховуються окремо.

Хвилі тепла, як правило, характеризують тривалістю (в днях) та інтенсивністю (в $^{\circ}\text{C}$). У визначеннях фіксується лише певна мінімальна кількість днів, після перевищення якої, спекотний період буде вважатися хвилею тепла. Проте, у випадку потужних ХТ їх тривалість може перевищити мінімальну кількість днів у кілька разів. Для характеристики потужності ХТ досить часто використовується показник – сумарна максимальна температура (T_{MAX}) під час окремо взятої хвилі тепла. Як правило, сумарна T_{MAX} розраховується як сума різниць між максимальною температурою повітря та певним граничним значенням, що залежить від визначення ХТ.

ХТ, які спостерігалися протягом останніх десятиріч, характеризуються високою інтенсивністю та значною тривалістю – це значно посилило інтерес до проблеми хвиль тепла, практично в усьому світі. Наприклад, влітку 2010 р. в Москві спостерігалася ХТ, що характеризувалася безпрецедентно високою середньомісячною липневою температурою повітря – такі високі температури не були зафіксовані з часу початку спостережень на початку 19-го сторіччя [10]. Хвиля тепла 2003-го року у Франції була найсуворішою починаючи з 1950 р. [11]. Крім великої інтенсивності вона характеризувалася значним просторовим розподілом – спостерігалася в Португалії [12], Іспанії [13], Італії [14], Великобританії [15], Швейцарії [16], Нідерландах [17], Австрії [18] та Чехії [3, 19]. Під час ХТ 2003-го р. в Європі спостерігалися екстремальні кліматичні аномалії – середня літня температура повітря на більшій частині території західної та Центральної Європи (exceeded the 1961–1990 mean by up to 5 standard deviations), а літо, ймовірно, було найтеплішим з 1540 р. [16, 19, 20]. Після цієї потужної хвилі тепла 2003-го р., лише через три роки (в 2006 р.) в Європі влітку спостерігається нова ХТ, що для Франції була другою за потужністю починаючи з 1950 р. [11].

Багато дослідників відмічають зростання частоти випадків ХТ та позитивні тренди для максимальних температур повітря в різних куточках світу. Наприклад, в Китаї майже для всіх станцій кількість спекотних днів та хвиль тепла протягом 1961–2007 рр. суттєво зросла, особливо на південно-східному узбережжі та півночі Китаю [2]. В Чехії протягом ХХ ст. часовий розподіл хвиль тепла характеризується двома максимумами: перший спостерігався в 1940 – на початку 1950-х рр.; другий розпочався в 1990-х рр. [21]. Протягом останніх 100 років в Лос-Анджелесі середня річна максимальна температура повітря зросла на $2,8^{\circ}\text{C}$, в той час як середньорічна мінімальна температура повітря зросла всього лиш на $2,3^{\circ}\text{C}$ (найбільше зростання і для максимальної і для мінімальної температури було зафіксовано в літні місяці). Також було зафіксовано зростання тривалості ХТ [22]. В результаті аналізу максимальних літніх температур повітря в Україні, було встановлено, що в липні і серпні середня максимальна місячна температура за період 1991–2005 рр. була вищою ніж на період 1961–1990 рр. [1].

Прояв хвиль тепла може негативно впливати на людське здоров'я та порушувати звичний стиль життя. З точки зору біометеорології ХТ впливають на тепловий баланс людського тіла. На сьогодні розроблено багато індексів теплового стресу (або термальних індексів), що пов'язані з атмосферними умовами та відчуттями тепла людиною. При розрахунку будь-якого з цих індексів враховуються всі складові теплового балансу людського організму. В європейських дослідженнях найбільш вживаним з термальних індексів є фізіологічно-еквівалентна температура (ФЕТ) [23, 24, 25].

Вплив ХТ на здоров'я може бути прямим та непрямим. Спека може прямо впливати на захворюваність спричинюючи теплове виснаження, теплові удари з нефатальними або фатальними наслідками. Непрямий вплив спеки – це зростання ризику смерті в результаті різноманітних, в тому числі хронічних захворювань (перш за все, серцево-судинних) [26]. Пристарілі та самотні люди, як правило, зазнають негативного впливу тривалих періодів аномальної спеки частіше, ніж інші групи населення. Щороку (за період 1979–1997 рр.) в середньому 371 американець помирає від надмірної спеки. Протягом ХТ захворюваність та смертність, що пов'язана з надмірною спекою, стрімко зростає [27]. Потужні хвилі тепла є добре відомими завдяки значній кількості людських жертв. ХТ в Чикаго, що тривала з 12 по 20 липня 1995 р. спричинила понад 600 випадків смертей [28]. ХТ влітку 2003 р. лише у Франції протягом 9 днів екстремально високих температур повітря призвела приблизно до 14800 смертей [29]. В Європі за період червень серпень загальна кількість жертв перевищила 50 000 осіб [30]. De Vono та ін. називають хвилю тепла 2003-го року найбільшим природним лихом у Європі за останні 50 років [31]. Є багато інших випадків ХТ, що добре відомі завдяки значній кількості людських жертв – у Франції в 1976 р., в Греції в 1987 р., в Бельгії в 1994 р. та у Великобританії і Уельсі в 1995 р. [29]. В Москві під час відомої хвилі тепла 2010-го р. лише в липні кількість смертей порівняно з липнем 2009 р. зросла на 4800 осіб [32].

Отже, потужні ХТ є катастрофічними явищами, що призводять до людських жертв, тому значна кількість вчених намагаються чіткіше встановити зв'язки між тривалістю та інтенсивністю цього метеорологічного феномену і смертністю, з метою її зниження. Окремі дослідження свідчать, що існує період затримки (тривалістю 1–3 дні) між максимумом температури повітря та максимумом смертності під час ХТ. З метою зниження кількості людських жертв в окремих країнах (наприклад США, Франції) функціонують системи раннього попередження населення про хвилі тепла.

На сьогоднішній день приблизно 50 % населення Землі проживає у містах. Господарська діяльність людини та наявність значної кількості автотранспорту призводить до утворення додаткового тепла у великому місті; заміна природних поверхонь, вкритих рослинністю, на асфальтові та бетонні є причиною зміни поглинання поверхнею сонячної радіації, здатності акумуляції тепла, інтенсивності випаровування і таким чином призводить до значних відмінностей мікроклімату міста від приміських територій. Мікроклімат великого міста, що є результатом урбанізації, зростання густоти населення та економічного розвитку стає потенційно небезпечним для їх жителів. Доведено, що населення урбанізованих центрів зазнає значно сильнішого впливу екстремальних метеорологічних явищ, зокрема хвиль тепла, ніж населення сільських регіонів [24].

Негативний вплив хвиль тепла на людський організм є суттєвим (особливо під час ХТ значної тривалості). Проте, люди можуть частково захистити себе від аномально спекотної погоди шляхом зміни звичного стилю життя на цей період. Рослини і тварини не мають змоги знижувати тепловий стрес подібним чином і відповідно для захисту від надмірної спеки використовують лише біологічні

приспособування. Якщо період аномальної спеки не є тривалим або температура не сягнула критичного значення рослина може частково адаптуватися до теплового стресу шляхом зниження кількості продихів на поверхні листової пластини з метою мінімізації евапотранспіраційних втрат та за рахунок розширення кореневої системи в глибші шари ґрунту [33, 34]. За температури повітря понад +40°C більшість рослин в'яне. Якщо вплив екстремальних температур не припиняється через певний час – рослина може загинути. Крім того, в прогрітому ґрунті може відбуватися обмеження поглинання поживних речовин та пошкодження коренів рослини [34]. В результаті – вплив дуже спекотної погоди призводить до загибелі рослин або зниження їх урожайності.

Аномальна спека негативно впливає не лише на окремих тварин (що живуть в природі та сільськогосподарських), а також завдає значних збитків тваринництву як галузі економіки. Це спричинено тим, що під час ХТ: 1) знижується активність сільськогосподарських тварин та їх відтворення; 2) знижуються надої молока; 3) тварини споживають менше їжі та відбувається зниження швидкості приросту маси; 4) окремі тварини, що не встигли пристосуватися до спеки можуть гинути [35].

ХТ негативно впливають не лише на сільське господарство, а також на інші галузі економіки – наприклад на будівництво, транспорт, туристичну сферу. Кліматичні чинники (особливо екстремального характеру та частота їх повторюваності) є дуже важливим чинником для розвитку туристичного сектору певної країни [36]. Зростання частоти прояву випадків ХТ може призвести до зниження кількості відпочиваючих та недоотримання значних сум прибутків в туристичному секторі окремих країн та регіонів [36].

Добре відомим є той факт, що рівень забруднення атмосферного повітря значною мірою залежить від метеорологічних умов – деякі з них призводять до зростання концентрацій забруднювальних речовин, інші – до зниження. Зазвичай, під час ХТ якість повітря погіршується. Озон є фотохімічним забруднювачем, що легко утворюється за теплих сонячних умов, і відповідно, протягом тривалих хвиль тепла його концентрації суттєво підвищуються. Спекотна погода також є причиною зростання вмісту в повітрі різнофракційного пилу та інших забруднювальних речовин [37]. Підвищені концентрації в повітрі таких забруднювачів як озон та тверді часточки також можуть спричинити зростання кількості випадків захворюваності та смертності під час хвиль тепла [37]. Деякі автори зробили спробу встановити кількість додаткових смертей, що пов'язані з високим рівнем забруднення повітря під час ХТ [37-38]. Очевидно, що це завдання є дуже складним, адже, важко розділити випадки смертності, які пов'язані з впливом тривалого періоду надмірної спеки та впливом високих концентрацій ЗР. Концентрація для різних ЗР, що береться як гранична при розрахунку можливих летальних випадків за її впливу на людський організм, як правило, визначається за нормальних умов для людини (комфортної температури та вологості), при цьому не враховується, що за спекотної погоди значно нижчі концентрації ЗР в повітрі можуть стати летальною дозою для людського організму.

Висновки. Явищу ХТ присвячена значна кількість статей. Ця проблема на сьогодні є актуальною, тому активно досліджується в багатьох країнах. Проте, існуючі дослідження показують, що зараз – це лише початковий етап вивчення даного явища, адже, по-перше, відсутнє універсальне визначення цього поняття, по-друге, дослідження розвиваються переважно лише в двох напрямках – аналіз часової та просторової динаміки ХТ (подекуди – інтенсивності) та вплив на живих істот та економіку. Очевидно, що наступним етапом розвитку досліджень в даному напрямку стане глибший аналіз причин виникнення ХТ та (з часом) спроба прогнозування (адже, на сьогодні цей напрямок представлений лише кількома дослідженнями).

Список літератури

1. *Бабиченко В.М., Адаменко Т.И., Бондаренко З.С.* Экстремальная температура воздуха на территории Украины. Матеріали міжнародної конференції Глобальні та регіональні зміни клімату. Київ, 16-19 листопада, 2010 [електронний ресурс]. – режим доступу: http://www.uhmi.org.ua/conf/climate_changes/presentation_pdf/oral_1/Babichenko_et_al.pdf -назва з екрану.
2. *Ding, T.* Changes in hot days and heat waves in China during 1961–2007 / T. Ding, W. Qiana, Z. Yanb // *International Journal of Climatology*. -2010.- № 30. - P. 1452–1462.
3. *Kyselý, J.* Recent severe heat waves in central Europe: how to view them in a long-term prospect? / J. Kyselý // *International Journal of Climatology*. - 2010. - № 30. - P. 89–109.
4. *De Boeck, H.J.* Climatic characteristics of heat waves and their simulation in plant experiments / H.J. De Boeck, F.E. Dreesen, I.A. Janssens, I. Nijs // *Global Change Biology*. - 2010. - № 16.- P. 1992–2000.
5. *Gosling, S.N.* Climate change and heat-related mortality in six cities. P 1: Model construction and validation / S.N. Gosling, G.R. McGregor, A. Pàldy // *International Journal of Biometeorology*. - 2007. № 51. - P. 525-540.
6. *Hajat S.* Impact of hot temperatures on deaths in London: A time series approach / S. Hajat, R.S. Kovats, R.W. Atkinson, A. Haines // *Journal of Epidemiological Community Health*. - 2002.- № 56. - P. 367-372.
7. *Gershunov A.* The Great 2006 Heat Wave over California and Nevada: Signal of an Increasing Trend / A. Gershunov, D.R. Cayan, S.F. Iacobellis // *Journal of Climate*. - 2009.- № 22. - P. 6181-6203.
8. *Glossary of Australian Bureau of Meteorology*. [електронний ресурс]. – режим доступу: <http://reg.bom.gov.au/lam/glossary/hpagegl.shtml> - назва з екрану.
9. *First Heat wave for Adelaide in 2010*, Bureau of Meteorology [електронний ресурс]. – режим доступу: http://www.bom.gov.au/announcements/media_releases/sa/20100115_First_Heatwave_SA_Ja_n.shtml - назва з екрану.
10. *World Meteorological Organization*. 2010. Current extreme weather events. Weather Extremes in a Changing Climate: Hindsight on Foresight (World Meteorological Organization, Geneva) [електронний ресурс]. – режим доступу: http://www.wmo.int/pages/mediacentre/news/extremeweathersequence_2010_en.html - назва з екрану.
11. *Fouillet A.* Has the impact of heat waves on mortality changed in France since the European heat wave of summer 2003? A study of the 2006 heat wave / A. Fouillet, G. Rey, V. Wagner, K. Laaidi, P. Empereur-Bissonnet, A. Le Tertre, P. Frayssinet, P. Bessemoulin, F. Laurent, P. De Crouy-Chanel, E. Jougl, D. Hémon // *International Journal of Epidemiology*. - 2008.- № 37. - P. 309–317.
12. *Nogueira P.J., Falcão J.M., Contreiras M.T., Paixão E., Brandão J., Batista I.* Mortality in Portugal associated with the heat wave of August 2003: Early estimation of effect, using a rapid method. *Eurosurveillance*. - 2005. - № 10 (7) [електронний ресурс]. – режим доступу: <http://www.eurosurveillance.org/ViewArticle.aspx?ArticleId=553> – назва з екрану.
13. *Poumad`ere M.* The 2003 Heat Wave in France: Dangerous Climate Change Here and Now / M. Poumad`ere, C. Mays, S. Le Mer, R. Blong // *Risk Analysis*. - 2005. - № 25 (6). - P. 1483-1494.

14. *Conti S.* Epidemiologic study of mortality during the summer 2003 heat wave in Italy / S. Conti, P. Meli, G. Minelli, R. Solimini, V. Toccaceli, M. Vichi, C. Beltrano, L. Perini // *Environmental Research*. - 2005. - № 98 (3). - P. 390–399.
15. *Johnson H.* The impact of the 2003 heat wave on mortality and hospital admissions in England / H. Johnson, R.S. Kovats, G. McGregor, J. Stedman, M. Gibbs, H. Walton, L. Cook, E. Black // *Health Statistics Quarterly*. - 2005. - № 25. - P. 6–11.
16. *Beniston M.* The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? Analysis based on Swiss climatological data and model simulations / M. Beniston // *Geophysical research letters*. - 2004. - № 31. - P. 2022–2026.
17. *Fisoher P.* Air pollution related deaths during the 2003 heat wave in Netherlands / P. Fisoher, B. Brunekreef, Z. Lebet // *Atmospheric Environmental*. - 2004. - № 38. - P. 1083–1085.
18. *Hutter H.P.* Heat waves in Vienna: effects on mortality / H.P. Hutter, H. Moshammer, P. Wallner, B. Leitner, M. Kundi // *Wien Klin Wochenschr*. - 2007. - № 119. - P. 223–227.
19. *Schär C.* Hot news from summer 2003 / C. Schär, G. Jendritzky // *Nature*. - 2004. - № 432. - P. 559–560.
20. *Zaitchik B.F.* Europe's 2003 heat wave: a satellite view of impact and land-atmosphere feedbacks / B.F. Zaitchik, A.K. Macalady, L.R. Bonneau, R.B. Smith // *International Journal of Climatology*. - 2006. - № 26. - P. 743–769.
21. *Kyselý J.* Temporal fluctuations in heat waves at Prague–Klementinum, the Czech Republic, from 1901–97, and their relationships to atmospheric circulation / J. Kyselý // *International Journal of Climatology*. - 2002. - № 22. - P. 33–50.
22. *Tamrazion A.* Heat Waves in Southern California: Are They Becoming More Frequent and Longer Lasting? / A. Tamrazion, S. LaDochy, J. Willis, W.C. Patzert // *Association of Pacific Coast Geographers Yearbook*. - 2008. - 70. - P. 59–69.
23. *Mayer H.* Thermal comfort of man in different urban environments / H. Mayer, P. Höpfe // *Theoretical and Applied Climatology*. - 1987. - № 38. - P. 43–49.
24. *Matzarakis A.* Thermal bioclimate in Strasbourg – the 2003 heat wave / A. Matzarakis, M. De Rocco, G. Najjar // *Theoretical Applied Climatology*. - 2009. - № 98. - P. 209–220.
25. *Chirad Deb.* The significance of Physiological Equivalent Temperature (PET) in outdoor thermal comfort studies / Chirad Deb, A. Ramachandraiah // *International Journal of Engineering Science and Technology*. - 2010. - № 2 (7). - P. 2825–2828.
26. *Smoyer-Tomic K.E.* Heat Wave Hazards: An Overview of Heat Wave Impacts in Canada / K.E. Smoyer-Tomic, R. Kuhn, A. Hudson // *Natural Hazards*. - 2003. - № 28. - P. 463–485.
27. *Whitman S.* Mortality in Chicago Attributed to the July 1995 Heat Wave / S. Whitman, G. Good, E.R. Donoghue, N. Benbow, W. Shou, S. Mou // *American Journal of Public Health*. - 1997. - № 87. - P. 1515–1518.
28. *Dematte J.E.* Near-Fatal Heat Stroke during the 1995 Heat Wave in Chicago / J.E. Dematte, K. O'Mara, J. Buescher, C.G. Whitney, S. Forsythe, T. McNamee, R.B. Adiga, I. M. Ndukwu // *Annals of Internal Medicine*. - 1998. - № 129 (3). - P. 173–181.
29. *Bouchama A.* The 2003 European heat wave / A. Bouchama // *Intensive Care Med*. - 2004. - № 30. - P. 1–3.
30. *Larsen J.* Setting the record straight: More than 52 000 Europeans died from heat in summer 2003. Earth Policy Institute. [електронний ресурс]. – режим доступу: <http://www.earth-policy.org/Updates/2006/Update56.htm> - назва з екрану.
31. *De Bono A.* Environment Alert Bulletin 2: Impacts of Summer 2003 Heat Wave in Europe / A. De Bono, P. Peduzzi, S. Kluser, G. Giuliani Châtelaine. -- Switzerland:

United Nations Environment Programme, Global Resource Information Database Europe. - 2004.

32. *Rahmstorf S., Coumou D.* Increase of extreme events in a warming world. PNAS - 2011. - Vol. 108 (44) [электронный ресурс]. – режим доступа: www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1101766108 - назва з екрану.

33. *Jiang Y.* Effects of drought or heat stress alone and in combination on Kentucky Bluegrass / Y. Jiang, B. Huang // Crop Science- 2000. - № 40. P. 1358–1362.

34. *Xu Q.* Morphological and physiological characteristics associated with heat tolerance in creeping bentgrass / Q. Xu, B. Huang // Crop Science. - 2001. - № 41. - P. 127–133.

35. *Coventry J., Phillips A.J.* Heat stress in cattle. [электронный ресурс]. – режим доступа: <http://www.nt.gov.au/dpif/pubcat/agnotes/788.html> - назва з екрану.

36. *Balafoutis C.* Analysis of heat wave phenomenon over Greece and its implications for tourism and recreation / C. Balafoutis, T. Makrogiannis // In: Proceedings of the 1st International Workshop on Climate, Tourism and Recreation. Halkidi, Greece: International Society of Biometeorology, 2001. - P. 113–121.

37. *Hoek G.* Daily mortality and air pollution in the Netherlands / G. Hoek, B. Brunekreef, A. Verhoeff, J. van Wijnen, P. Fischer // Journal of the Air and Waste Management Association.- 2000. - № 50 (8). - P. 1380–1389.

38. *Stedman J.* The predicted number of air pollution related deaths in the UK during the August 2003 heat wave / J. Stedman // Atmospheric Environmental. - 2004.- № 38 (8). - P. 1087–1090.

Волны тепла и основные методологические проблемы, которые возникают при их исследовании.

Шевченко О.Г., Снежко С.И.

В статье показано, что в последнее десятилетие наблюдается увеличение количества случаев волн тепла, их интенсивности и длительности. Показаны определения волн тепла, которые используются как отдельными авторами, так и национальными службами погоды разных стран. Обосновано удобство использования определения, рекомендованного ВМО, для исследования этого атмосферного явления в Украине. Описаны негативные последствия влияния волн тепла на организм человека, на растения и животных, а также возможные экономические потери в результате влияния волн тепла.

Ключевые слова: волны тепла, интенсивность волн тепла, длительность волн тепла, последствия влияния волн тепла.

The heat waves main methodological problems, which appears during the research.

O.Shevchenko, S.Snizhko.

In the article shown that in the past decade has seen an increase amount of heat waves cases of, their intensity and duration. Shown of heat wave determinations, which are used as individual authors, as well as national weather services in different countries. Grounded, that definitions recommended by the WMO is the most convenient for the study of this atmospheric phenomenon in the Ukraine. Describe the consequences of heat waves influence on the human body, plants and animals and potential economic losses due to heat wave exposure.

Key words: heat wave, heat wave intensity, heat wave duration, consequences of heat wave influence.

ДОСВІД ЗАСТОСУВАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ ЧИСЕЛЬНИХ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗУ ПОГОДИ ДЛЯ УКРАЇНИ В УкрНДГМІ

Порівнюються прогностичні можливості різних версій моделі WRF, включаючи негідростатичну (NMM). Визначено похибки прогнозу головних метеорологічних величин, проаналізовано окремі випадки, показано шляхи оптимального використання прогностичної інформації для покращання якості прогнозів.

Ключові слова: *регіональна модель, короткостроковий прогноз, схеми параметризації, градієнт тиску, прогноз температури.*

Вступ. В теперішній час в рамках регіональних систем коротко- і середньострокового прогнозу приділяється багато уваги до моделювання метеорологічних полів і явищ у регіональному (мезо) масштабі. Це важливо як для дослідження атмосферних процесів і окремих явищ, так і подальшого удосконалення прогнозування небезпечних явищ погоди, особливо в районах зі складною орографією. До специфічних метеорологічних явищ, що потребують детального вивчення, відносять як такі, що утворились внаслідок синоптичної еволюції (атмосферні фронти, хвилі, лінії шквалів), так і такі, що виникли за рахунок впливу підстильної поверхні - гірські хвилі і місцеві циркуляції, морські бризи, літні конвективні осередки та супутні явища (грози, зливи, сильний вітер).

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Одною з найпоширеніших і доступних до впровадження є модель Weather and Research Forecasting (WRF), яка використовується у оперативному або дослідницькому режимі у багатьох регіонах планети, включаючи Європу, Північну і Південну Америку, Середній та Далекий Схід, північну і центральну Африку, Антарктику [4-7, 10-12]. Є досвід адаптації мезомасштабної моделі для України [1]. Можливість ідентифікації ліній атмосферних фронтів через розрахунок термічного фронтального параметру показано в [3].

За допомогою WRF вивчаються специфічні явища у граничному шарі (турбулентність, хмарність, перенос домішок), у полі вітру [4, 6].

Для території України найбільш доцільним є застосування моделей у районах, де небезпечні (НЯ) і стихійні (СГЯ) гідрометеорологічні явища найбільш ймовірні, а також відзначаються найбільша мінливість метеорологічних умов у просторі і часі. Це райони Карпатських і Кримських гір, береги Азовського і Чорного морів, мегаполіси (зокрема Київ). Покращання прогнозів в цих районах має бути проведено з використанням більш детальної сітки, що враховує орографію місцевості.

В кліматичному моделюванні: регіональні моделі можуть бути використані для уточнення існуючих даних, наприклад, реаналізу, шляхом асиміляції спостережних даних, з подальшою розробкою кліматичних карт, атласів та ін. [7].

Головні налаштування моделей. Комплекс Моделі WRF складається з двох динамічних блоків:

– блоку WRF ARW (Weather Research and Forecasting Model Advanced Research), що перш за все пристосований для досліджень, розвинутого Національним центром атмосферних досліджень США (NCAR);

– блоку негідростатичної моделі (NMM), розвинутого Національною адміністрацією атмосфери і океану і Національним центром прогнозу навколишнього середовища США (NOAA/NCEP), призначеного для оперативного використання.

Динамічний блок моделі WRF ARW складається з ядра динаміки атмосфери у поєднанні з іншими компонентами системи WRF, які є необхідними для проведення розрахунків. Сюди також відносяться набір фізичних схем, стандартні пакети ініціалізації та пакет асиміляції даних. Більшість доступних фізичних пакетів в моделі WRF ARW успадкована з MM5, а негідростатична версія фактично побудована на моделі ETA. Використання моделей з двома дещо різними динамічними наповненнями є доцільним для порівняння спроможності моделей і можливого покращання якості прогнозів.

Детальний опис моделей наведений у ряді керівних документах та статтях [6-12]. Тут зазначимо головні відмінності моделей. Горизонтальна сітка ARW являє собою так звана розхитана сітка (Arakawa C.), а в NMM застосована обернена сітка Аракави.

Вертикальна координата представлена у WRF ARW за допомогою гідростатичної ізобаричної системи координат, яка враховує вплив рельєфу

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu},$$

де $\mu = p_{hs} - p_{ht}$; p_h – гідростатична компонента тиску; p_{hs} і p_{ht} – значення тиску на нижній і верхній границях відповідно.

Версія WRF-NMM є стиснутою, негідростатичною версією (з гідростатичною опцією), яка використовує гібридну σ -вертикальну систему координат [11]. Переваги: σ -система координат відповідає природному ландшафту (типу підстильної поверхні). Це дозволяє забезпечити адекватне відновлення безперервних полів, таких як поле вітру і адвекції температури, в районах, де тип підстильної поверхні змінюється плавно. Крім того, прогноз вітру залежить від точного розрахунку сили градієнта тиску.

Перевага ETA-системи координат: не потрібно виконувати перерахунок сили градієнта тиску через нахил ізобаричних поверхонь. Це покращує прогноз вітру, температури і вологості в областях неоднорідної місцевості, з деякими обмеженнями.

У статті представлено результати оцінки якості прогнозів, які розраховувались в УкрНДГМІ з квітня 2009 р. до вересня 2011р. за версіями WRF 3-1, 2-2-1 і 2-1-1 та негідростатичній НММ. Головна розрахункова область 98 x 70 вузлів, кроки по горизонталі від 21 до 30 км. Використовується конічна проекція Ламберта, паралелі перетину - 52°50' пн.ш., та 44°50' сх. д. (рис. 1). Використовувались дві незалежні вкладені розрахункові області: західна, Карпатський регіон: 61 x 55 вузлів, кроки - 7 км, а також південна - 121 x 73 вузли, кроки - 7 км.

В NMM: крок по довготі 0.15407°, по широті = 0.14085°, паралелі перетину 50°50' пн.ш, 31°50' сх. д.

Вихідними даними були дані глобальної системи прогнозу GFS з розділенням 1°. Вони ж використовувались для порівняння якості прогнозів. Результати прогнозу в експериментальному режимі надаються на Інтернет-сторінці accuweather.org.ua, автор компіляції моделей та розробка веб-ресурсу – ст. наук. сп. Будак І.В. (УкрНДГМІ).

Проводились експерименти з використання різних джерел даних топографії підстильної поверхні, кількості рівнів по вертикалі, схем фізичної параметризації. У версії WRF 3.1.1 використовувалась топографія USGS (US Geological Survey, і MODIS, WRF 2.2.1 – топографія USGS, WRF NMM 3.1.1 – топографія USGS. В обох джерелах топографічних баз USGS і MODIS розділення 30' (близько 1 км), MODIS - більш точна, але менше категорій підстильної поверхні. Тип топографії в базі MODIS наведені для глобальної сітки 1x1° (http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD08_D3/index.html "t "_top).

Кількість вертикальних рівнів в моделях змінювалась з 28 до 46, результати в роботі надаються для 35 рівнів. Методика інтерполяції даних з вузлів розрахункової сітки моделі до положення станцій – білінійна, яка була обрана перш за все через найменшу витрату часу розрахунку.

Схеми параметризації змінювались у моделі WRF ARW перш за все для врахування різних режимів стійкості приземного і граничного шарів атмосфери (ГША). Використовувались так звані схеми MM5 і ETA. За основний приймався набір схем MM5, зі схемами приземного шару Мони́на-Обухова і граничного шару Yonsei University, а за експериментальну - ETA-схеми приземного шару і схема Mellor-Yamada для ГША. Перші дві схеми найкраще мають відтворити процеси в нестійкому ГША (в подальшому “стандартні”), а інші дві схеми налаштовані для стійкого ГША (в подальшому “експеримент”).

Асиміляція даних не проводилась на даному етапі досліджень.



Рис. 1- Головна область розрахунків моделі WRF ARW, версія 3.1.1, з вкладеними областями.

Метою статті є отримання оцінок якості прогнозу поля атмосферного тиску і окремих баричних утворень, а також температури повітря і опадів, з висновками щодо можливості використання модельних розрахунків у оперативній практиці для України та в окремих регіонах. Аналіз проводився за даними станцій міжнародного обміну (атмосферний тиск), а також 180 станцій України (температура повітря).

Методика оцінки справджуваності. Для кількісних величин (температура повітря, атмосферний тиск) розраховуються наступні оцінки якості: середня відносна, абсолютна, похибка, середнє квадратичне відхилення, згідно з Настановами ECMWF, національними документами [2, 9]. Похибки прогнозів виправлялись також на систематичну похибку, якщо це було доцільно. Для оцінки прогнозу поля тиску використовувався критерій аналогічності

$$\rho = \frac{n_B - n_H}{n_B + n_H + n_K},$$

де n_B , n_H - кількість станцій (вузлів сітки), в яких прогноз знаку зміни тиску виправдався і не виправдався, відповідно, а n_K - кількість станцій, в яких $H_{\Pi} - H_B = 0$ при $H_{\Phi} - H_B \neq 0$, або $H_{\Pi} - H_B \neq 0$ при $H_{\Phi} - H_B = 0$ (випадки з $H_{\Pi} - H_B = 0$ і $H_{\Phi} - H_B = 0$ відносять до n_B). Тут: H_{Π} і H_{Φ} - прогностичне та фактичне значення, H_B - вихідне значення (дані початкових умов моделі). Значення $\rho \geq 0,5$ свідчить про задовільну, а $\rho \geq 0,7$ - про відмінну якість прогнозу зміни тиску. Величина ρ є безрозмірною, але її

можна представити в процентах по відношенню до області прогнозу (вузлів сітки): $100 \cdot 0,5 \rho + 50$. Так, при значенні $\rho = 0,50$ аномалії співпадають на 75% області.

Крім того, порівнювались фактичні і прогностичні градієнти тиску між окремими пунктами.

Виклад основного матеріалу.

Прогноз атмосферного тиску. В цілому, за даними 2009-2010 рр., абсолютна похибка прогнозів не перевищує 1,5 гПа на більшості території України для ARW і NMM, найменші похибка на півночі і центрі (менше 1 гПа), дещо більша – у східних областях та АР Крим.

Значно більший практичний інтерес викликає успішність прогнозу поля тиску, особливо із завчасністю прогнозу. Як впливає з рис. 2, якість прогнозу за даними геометричного критерію подібності (ρ) на перші дві доби практично не відрізняється між різними моделями, і поступово зменшується до 0.4 на кінець 5-ої доби (на практиці вважається, що мінімальним значенням для аналогічності полів $\rho \geq 0,3$). Крім того, значення критерію зменшується не монотонно, тобто відзначено деякий добовий хід – справджуваність прогнозів на дану добу краще із завчасністю, кратною 24 год. У циклонічних умовах критерій подібності зменшується ще швидше з часом, в окремому випадку величина ρ знижується до 0 наприкінці першої доби прогнозу.

В випадку стаціонарного антициклона ρ тримається довше вище зазначеного порогу, близько 0,7 на 5 добу (на прикладі ситуації, що зумовила тривалу спеку влітку 2010 р.).

Таким чином, експлуатація моделі із завчасністю 4-5 діб і більше з даними початковими умовами можлива тільки в умовах стійкого синоптичного процесу.

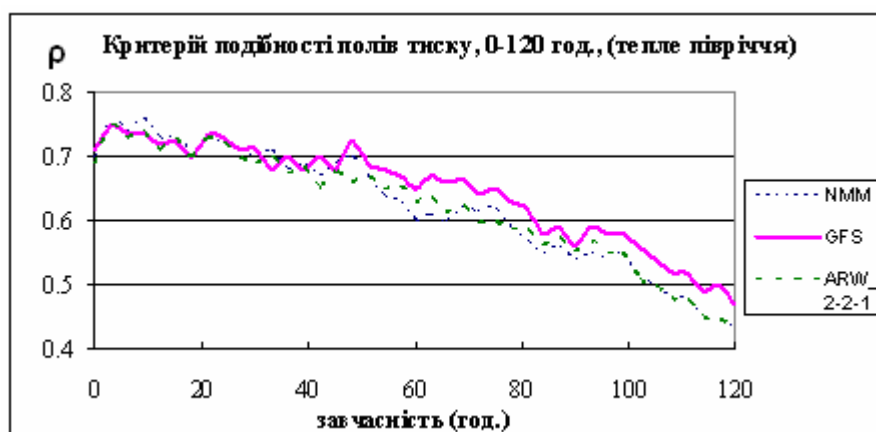


Рис. 2 - Критерій подібності прогностичного і фактичного полів тиску, завчасність до 120 год., 3 моделі, 20.04 – 30.09.2011 р. (Дані станцій міжнародного обміну).

Проаналізуємо кілька випадків з виходом циклонів на Україну, коли якість прогнозу змінювалась із завчасністю, або спостерігалась зміна траєкторії.

Впродовж періоду дослідженні Україна була під впливом південних, західних і північно-західних циклонів, переважно у зимові місяці. Вихід південних циклонів відзначено 20 квітня 2010 р., 15-17 і 25-16 грудня 2009 р., 28-30 грудня 2010 р., 26-28 липня 2011 р. Північно-західний циклон пірнаючого типу відзначений 8-9 квітня 2011 р.

Циклон 26-28 липня 2011 р. рухався по незвичній південно-східній траєкторії. Він виник близько Чорноморського узбережжя Кавказу РФ і рухався вздовж берега на східний Крим і далі на Запорізьку, Миколаївську, Херсонську і Одеську області, тобто з поворотом траєкторії проти годинникової стрілки. Критерій подібності поля тиску різко знижувався впродовж першої доби прогнозу до 0,27, а наприкінці другої і третьої

діб знизився до від'ємних значень (рис. 3), тобто такі поля містять значні похибки і їх недоцільно використовувати для прогнозу.

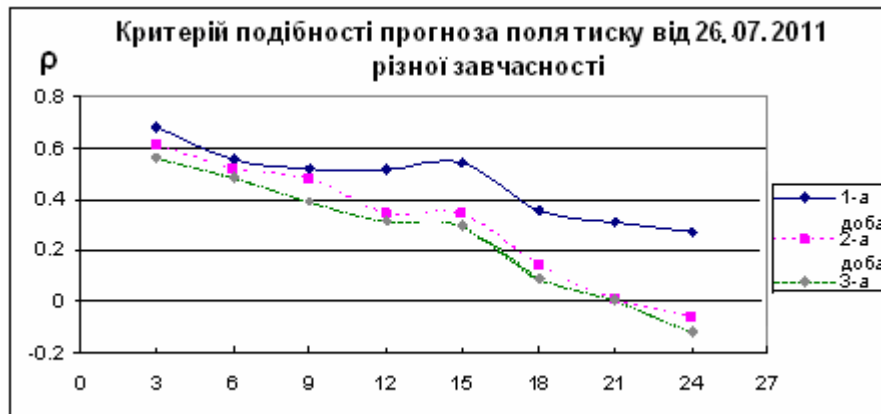


Рис. 3 - Критерій подібності прогностичного і фактичного полів тиску, прогноз від 26.07.2011 р., завчасність до 72 год.

Модель в цілому вірно відтворила виникнення циклону і його вихід на Україну, а також поворот траєкторії на південний захід (рис. 4). Але, у прогнозі на другу добу траєкторія відхилилась дещо на схід від реальної, з чим були пов'язані помилки у прогнозі поля тиску, а також температури повітря і опадів. У прогнозі центр циклона рухається над Азовським морем з виходом на північ України, у той час як фактично центральна частина циклона пройшла над суходолом і дещо південніше – Запорізькою, Кіровоградською, Миколаївською, Одеською областями і АР Крим. У прогнозі на одну добу траєкторія більше наближена до реальної. Таким чином, у випадку подібних процесів потрібно враховувати можливість зміни прогнозу баричного поля на найменшій можливій завчасності, щонайменше на половину доби.

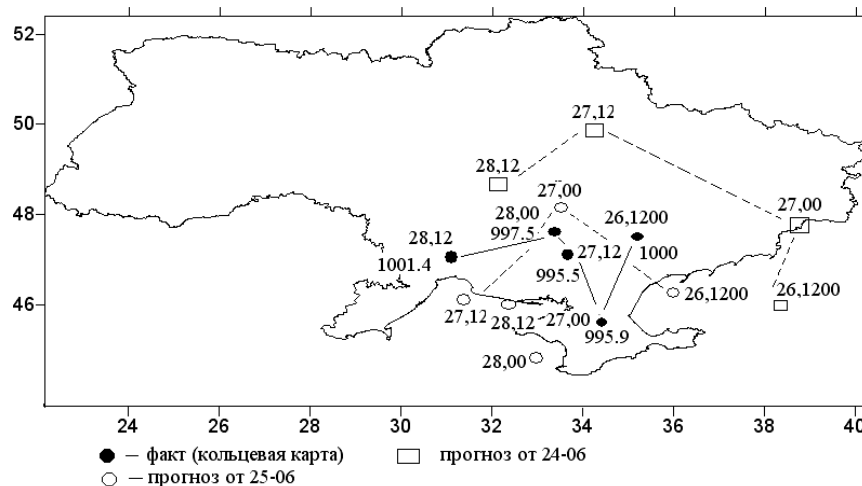


Рис. 4 - Траєкторія південного циклону (фактичне положення, прогноз на першу та другу доби від 26 липня 2011 р.). Для кожного положення центру циклона позначено дату, строк (00 або 12 UTC), а також значення тиску для фактичної траєкторії (гПа).

У прогнозі градієнтів тиску було відзначено випередження фактичного максимуму, порівняно з модельним прогнозом, що спричинило затримку у прогнозі передфронтального підвищення температури повітря (рис. 5), а також початку опадів на 6 год. раніше за даними п. Одеса. Максимум температури повітря був недооцінений

за даними моделі, а добовий хід – дещо згладжений. Фактично, центр циклону рухався дещо з більшою швидкістю, ніж було передбачено в модельному прогнозі.

Таким чином, був відмічений ефект “затримки” прогнозу, який виникає переважно на другу і третю доби. Найбільш часто це виявлено при переміщенні південних циклонів. Крім циклонічних ситуацій, затримка прогнозу тиску відзначається при реалізації східних процесів (наступ сибірського антициклону). У більшості ситуацій прогноз покращується на першу добу. Можливі затримки у прогнозі атмосферного тиску у мезомасштабній моделі цілком залежать від прогнозу у початковій моделі (GFS), яка є, у свою чергу, залежною від початкових умов. Таким чином цей ефект не може бути подоланий при експлуатації регіональної моделі, а тільки за рахунок врахування типового процесу (аналогу). Потрібний додатковий контроль розвитку синоптичної ситуації за даними історії процесу, кільцевих карт, або прогностичних карт іншого джерела ніж GFS (ECMWF, прогноз ГМЦ РФ).

В іншому випадку пірнаючого циклону 08-09.04.2011 р. траєкторія в цілому була передбачена моделями вірно, атмосферні опади також були спрогнозовані задовільно, разом із часом початку.

Прогноз температури повітря. Абсолютна помилка прогнозу середньодобової температури повітря на першу і другу доби для більшості станцій України за даними всіх версій WRF не перевищує 2 °С (на рівнинних станціях північного заходу вона менше 1,2 °С у прогнозі на першу добу), і тільки на гірських станціях Криму і Карпат, вона більше 2 °С. Найменша абсолютна помилка середньодобової температури, що не перевищує 1,5 °С на перші дві доби прогнозу, на станціях центру, заходу і північного заходу (Львів, Рівне, Івано-Франківськ, Вінниця, Суми). Абсолютна помилка середньодобової температури зростає до 1,5-2 °С на сході (Дніпропетровськ, Харків, Донецьк) і в рівнинних пунктах півдня (Сімферополь, Одеса, Херсон).

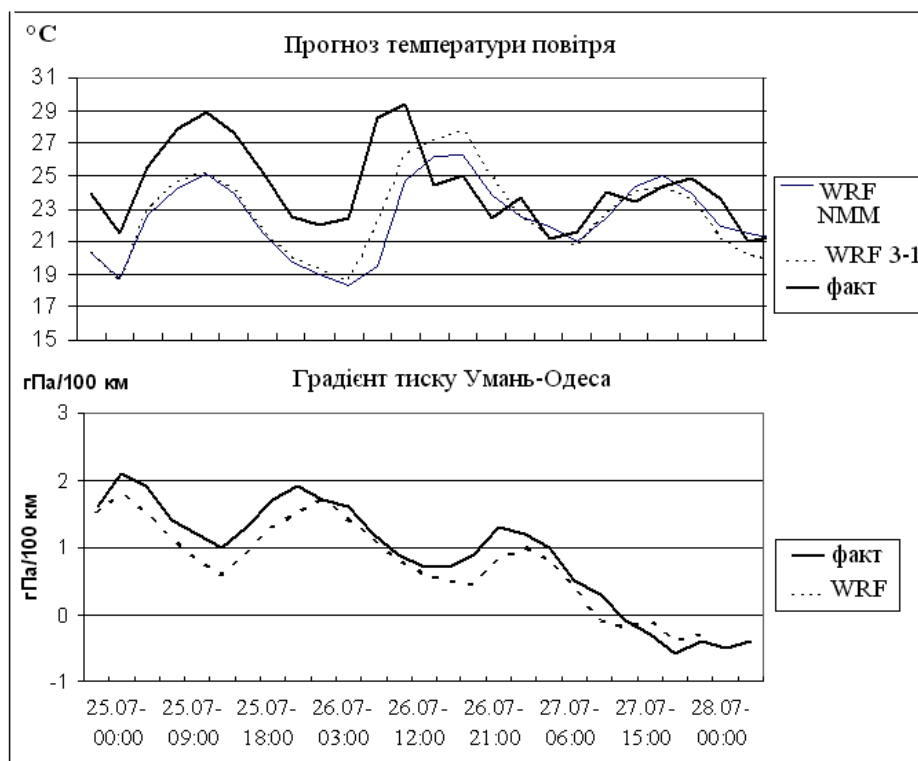


Рис. 5 - Прогноз температури повітря по п. Одеса та градієнтів тиску між пп. Умань-Одеса, від 25.07.2011р. на 72 год.

В берегових пунктах (Ялті і Бердянську) помилка зростає в залежності від сезону - спостерігається заниження літніх температур і завищення осінніх. При цьому помилка прогнозу максимальної температури більше, ніж мінімальної і на більшості станцій перевищує 2 °С, а помилка прогнозу мінімальної температури лежить в межах 2 °С. Враховуючи довірчий інтервал для 100% справджуваності, це дозволяє використовувати дані будь-якої моделі для корекції прогнозу шляхом врахування систематичної похибки.

Далі, у прогнозах на 48-72 год. похибка зростає і перевищує 2 °С для версії WRF 3-1-1 і 2-2-1; похибка NMM перевищує 2 °С у прогнозі на 48 год., а GFS - у прогнозі на 60 год. Аналіз похибок впродовж першої доби прогнозу показує наявність добового ходу: більші похибки у прогнозі на денні строки 12, 15 і 18 UTC, а о 21 год. і наприкінці доби вони дещо зменшуються (рис. 6), порівняно із суміжними строками. Таким чином, підтверджується факт залежності якості прогнозу від початкового строку.

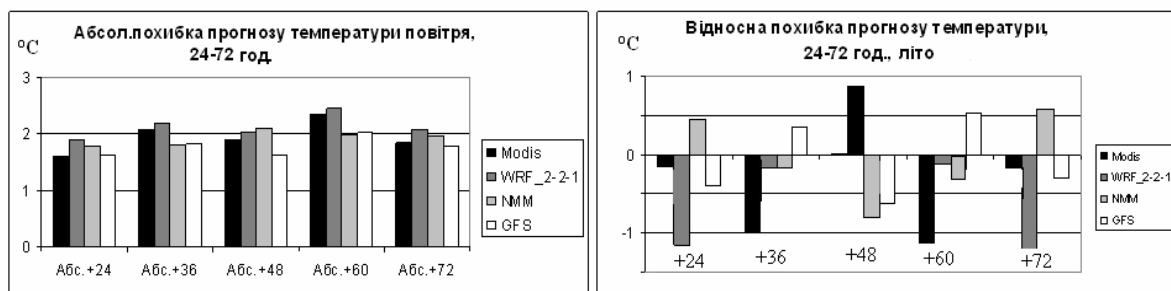


Рис. 6 - Абсолютна і відносна похибка прогнозу температури повітря, станції України, завчасність 24-72 год., 20.04 – 15.09.2011 р.

Взимку похибки всіх моделей дещо зростають, що пов'язано з більшими коливаннями і загальною нестійкістю зимової погоди, і перевищують 2 °С, починаючи із завчасності 24 год. Відносна похибка прогнозів додатна для NMM для зимових прогнозів і прогнозу на 24 год. влітку, а за версіями ARW і GFS – переважно від'ємна у прогнозі на першу добу (рис. 7). Для окремих пунктів це дозволяє побудувати міні-ансамблеву модель, що враховує похибки обох моделей таким чином, щоб мінімізувати загальну похибку прогнозу (табл. 1). Наприклад прогностичні величини максимальної температури у 90% випадків лежать у межах інтервалу $\pm 3^{\circ}\text{C}$, який вважається 100%-им при оцінці якості прогнозу.

Окремий експеримент проводився в холодне півріччя для різних умов стійкості в ГША. Якщо похибки прогнозу температури повітря практично не розрізняються, то для кількості опадів найкращий результат отриманий для умов стійкого ГША (табл. 2).

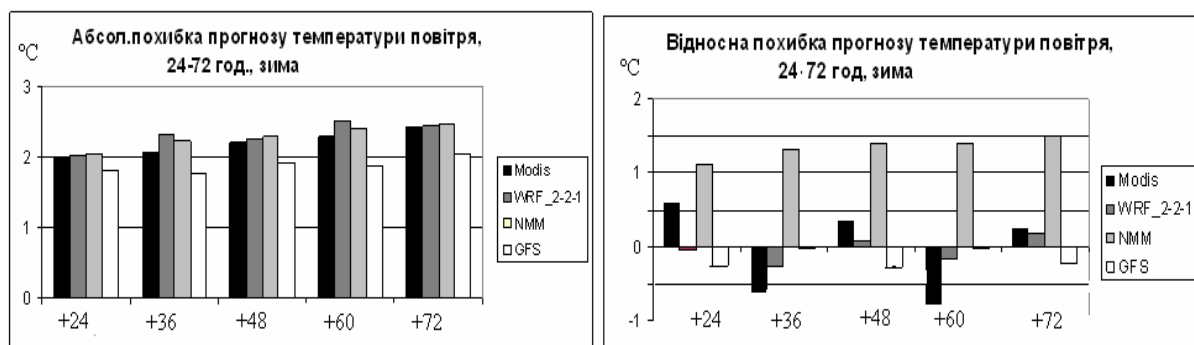


Рис. 7 - Абсолютна і відносна похибка прогнозу температури повітря на 24-72 год. Станції України, зима 2010 р., версії 3.1.1, 2.2.1, NMM.

Інші типові випадки можливих похибок прогнозу температури повітря є такі:

- завищення середньої добової і максимальної температури повітря під час зимових похолодань. Для подолання можливих похибок доцільний контроль ситуації традиційним синоптичним методом (температура у початковій точці траєкторії), з врахуванням трансформації повітряної маси;

- заниження денної і завищення нічної температури повітря у внутрішньомасових умовах (період літньої спеки - липень і серпень 2010 р.). Але, водночас, у стійких синоптичних умовах похибки прогнозу незначно зростають із завчасністю прогнозу. Як вже вказувалось, подолати похибку можливо шляхом врахування систематичної похибки, розрахованої для кожного пункту;

- значна недооцінка температури через вплив снігового покриву у перехідні сезони (зима-весна), приклад – березень 2010 р. При проясненнях відзначені значні похибки, до 8-10 °С нижче фактичної, за версіями WRF ARW 2 і 3; у негідростатичній версії похибки дещо менші;

- вплив низької шаруватої хмарності (осінні або зимові антициклонічні ситуації). При щільній хмарності нижнього ярусу в антициклоні зафіксовані значні похибки у прогнозі температури, особливо WRF ARW версії 2 і 3.

Таблиця 1 - Коефіцієнти регресії для прогнозу денної і екстремальної температури. Київ (літо: червень-серпень 2010 р., зима: 1 грудня 2010 – 2 лютого 2011 р.)

Сезон, параметр	NMM	WRF	Вільний член	Стандартна Похибка
Літо				
Середня денна	0,45	0,53	0,40	0,90
Максимальна	0,93	-0,48	1,50	1,60
Мінімальна	0,44	-	-0,60	1,40
Зима				
Середня денна	0,58	0,34	-0,25	1,80
Максимальна	0,87	- 0,47	-1,20	2,10
Мінімальна	0,46	-	0,18	2,00

Таблиця 2 – Похибки прогнозу температури повітря та кількості опадів за різними схемами параметризації ГША, WRF 2.1, січень - березень 2009 р.

Набір схем параметри- зації	Сер.кв.адр. відхилення	Сер. квадр. відхилення виправлене	Похибка абсолютна	Похибка відносна (прогноз- факт)	Відношення кількості опадів прогноз/ факт
<i>Стандарт</i>					
Україна	2,16	1,92	1,4	0,02	1,7
Київ	1,76	1,63	1,2	-0,32	1,8
Одеса	1,85	1,74	1,4	0,35	1,4
<i>Експеримент</i>					
Україна	2,14	1,90	1,6	-0,22	1,1
Київ	1,80	1,70	1,3	-0,58	1,0
Одеса	1,86	1,73	1,4	0,42	0,9

Ще одна з причин похибок прогнозу - вплив конвективної хмарності у поєднанні з іншою хмарністю (купчасто-дощова, купчаста, шарувата, розірвано-дощова) при проходженні холодних фронтів або вторинних фронтів (поривчастості). При цьому похибки моделі можуть бути як додатними, так і від'ємними. Від'ємна похибка (модель холодніше) типова в умовах розвитку конвекції або проходження холодного фронту з конвективними явищами за ним. У тилу циклона похибка додатна, але це залежить від часу проходження фронту, який в свою чергу залежить від прогнозу поля тиску.

Щодо **прогнозу атмосферних опадів**, зазначимо, що найкраще прогножуються опади у добре розвинених циклонах. Так, було успішно передбачено формування значних опадів та час їх початку у Карпатах у липні 2008 р. – ситуації, що спричинила паводок на річках Прикарпаття. Модель в цілому успішно відтворила сильний снігопад 16-17 грудня 2009 р., який утворив значні проблем для транспорту в Одесі, з деяким заниженням кількості опадів (рис. 8).

Для опадів, пов'язаних з великомасштабним процесом, зазначається загальна переоцінка кількості опадів по території. Деяко гірше прогножуються літні зливи осередкового типу (внутрішньо масові), краще прогножуються у конфігурації з більшою кількістю рівнів моделі по вертикалі. Покращання потребує прогноз сильних опадів, включаючи НЯ і СГЯ, особливо у літній сезон. Підвищення ступеня деталізації регіональних чисельних моделей прогнозу погоди для окремих регіонів України шляхом вкладених сіток показало покращання прогнозу температури та атмосферних опадів для Карпатського регіону, крім гірських станцій.

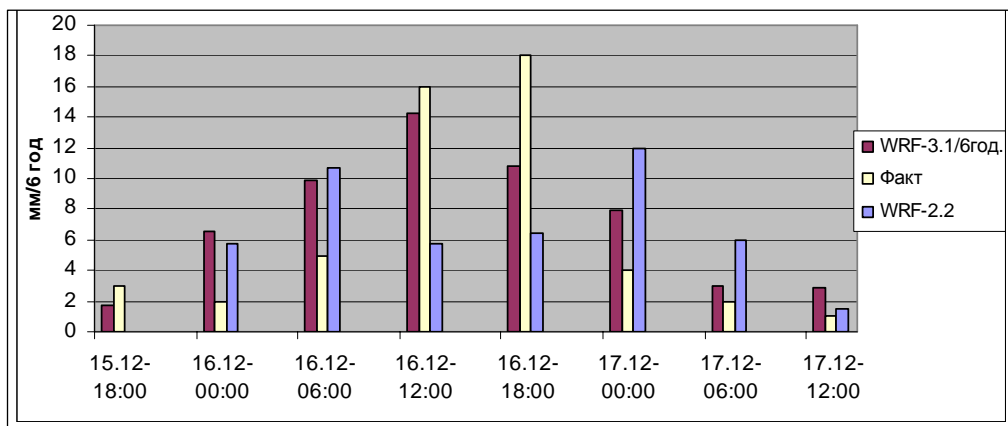


Рис. 8 - Прогноз атмосферних опадів у м. Одеса від 15.12.2009 р., завчасністю 6-48 год.

Висновки. В цілому, модель WRF може бути успішно застосована для короткострокового прогнозу на більшості території України, без додаткової асиміляції, але з деякими обмеженнями, враховуючи синоптичний процес, сезонні особливості, тип орографії.

На успішність мезомасштабної моделі сильно впливає якість великомасштабних прогнозів у початковій моделі. Це в першу чергу стосується прогнозу переміщення циклонів на Україну; для вдосконалення прогнозів необхідний контроль синоптичної ситуації. Відмінності у прогнозі атмосферного тиску найбільш виявлені при переміщенні південних циклонів. Відхилення у прогностичній траєкторії циклону призводить до помилкового прогнозу температури, опадів, в тому числі початку окремих явищ погоди.

Прогноз температури є задовільним на перші 2-3 доби, але якість прогнозу залежить від синоптичних умов. Врахування систематичної похибки є одним з шляхів покращання якості прогнозів у внутрішньомасових умовах.

Тип і кількість зимових явищ в цілому прогнозується краще, ніж літня конвекція. Успішно спрогнозовані сильні снігопади внаслідок виходу південних циклонів в 2009-2010 рр. Для

покращання прогнозу кількості атмосферних опадів доцільно змінювати схеми параметризації ГША в залежності від сезону.

Подальші перспективи. Для покращання якості прогнозів опадів необхідно проводити подальші експерименти чутливості поведінки моделі з різними фізичними процесами, різними роздільними здатностями по горизонталі і вертикалі, виконати асиміляцію додаткових даних спостережень.

Список літератури

1. Лев Т. Д., Мисник С. В., Тищенко О. Г. Адаптація моделі численного прогноза погоды MM5 к условиям Украины и предварительная оценка успешности прогноза для задач переноса и осаждения радиоактивных веществ в районах расположения АЭС // Проблемы безопасности Атомных электростанций і Чернобиля. – 2009. - Вип. 11. – С. 48-56.
2. Методические указания по проведению оперативных испытаний новых методов гидрометеорологических прогнозов / Под ред. А.И. Угрюмова -Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 107 с.
3. Семенова И.Г., Ивус Г.П. Использование термического фронтального параметра для моделирования бароклинных зон в процессах циклогенеза // Тр.УкрНДГМІ. – 2011. - Вип. 260. – С. 56-71.
4. Bao J.-W., Michelson S. A., Persson P., Djalalova I.V. Observed and WRF-Simulated Low-Level Winds in a High-Ozone Episode during the Central California Ozone Study. // J. of Appl. Met. and Climat. - 2008. - Vol. 47. – P. 2372-2394.
5. Das S., Singh V., Rajagopal E.N., Gall R. Mesoscale Modeling for Mountain Weather Forecasting Over the Himalayas // American Met. Soc. – Sept. 2003. – P. 1237-1243.
6. ECMWF User Guide. - Reading, UK. 2005. – 532 p.
7. Etherton B., Santos P. Sensitivity of WRF Forecasts for South Florida to Initial Conditions // Weather and Forecasting. – 2008. - Vol. 23. – P. 725-740.
8. Kenneth T. Waight III, Glenn E. Van Knowe, Steve Young and John W. Zack. An Evaluation of the WRF Model as a Tool to Produce Wind Forecasts and Climate Statistics for Alberta, Canada // Weather and Forecasting. – 2006. - Vol. 42. – P. 832 -846.
9. Powers J.G. Numerical Prediction of an Antarctic Severe Wind Event with the Weather Research and Forecasting (WRF) Model // Mon. Wea. Rev. – 2007. - Vol. 135. - No 9. - P. 3134-3157.
10. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G. 444A description of the Advanced Research WRF Version 2. – NCAR TECHNICAL NOTE: NCAR/TN-468+STR. – 2007. – 100 p.
11. User's Guide for the NMM Core of the Weather Research and Forecast (WRF) Modeling System Version 3. - NCAR. – 147 p.
12. Xu J., Rugg S., Byerlie L., Liu Z. Weather Forecasts by the WRF-ARW Model with the GSI Data Assimilation System in the Complex Terrain Areas of Southwest Asia // Weather and Forecasting. - 2009. - Vol. 24. - P. 987-1008.

Опыт применения региональных численных моделей прогноза погоды для Украины в УкрНИГМИ. Тимофеев В.Е.

Сравниваются прогностические возможности различных версий модели WRF, включая негидростатическую (NMM). Определены погрешности прогноза основных метеорологических величин, проанализированы отдельные случаи. Показаны пути оптимального использования прогностической информации для улучшения качества прогнозов.

Ключевые слова: региональная модель, краткосрочный прогноз, схемы параметризации, градиент давления, прогноз температуры.

On the experience of use of the regional numerical weather forecast models for Ukraine in UkrNIGMI. Tymofeyev V.E.

Prognostic abilities of the different versions of WRF models, including non-hydrostatic (NMM) are compared. Models' biases of the main meteorological variables in the short-term forecasts are defined, Individual case studies are analyzed. Optimal use of prognostic information to improve the quality of forecasts are shown.

Keywords: regional model, short-range forecast, parameterization schemes, pressure gradient, temperature forecast.

УДК 551.515.7

Л.В. Недострелова, *ст. викл.*

Одеський державний екологічний університет

ВЕРТИКАЛЬНИЙ РОЗПОДІЛ ЕНЕРГЕТИЧНИХ РЕСУРСІВ АТМОСФЕРИ В ПЕРІОД БЛОКУВАННЯ

На прикладі блокуючого антициклону розглянуто вертикальні профілі енергетичних характеристик атмосфери. Розраховано та проаналізовано запаси різних видів енергії, їх перетворення та перенесення.

Ключові слова: енергетика атмосфери, блокуючий процес, вертикальний розподіл.

Вступ. Як відомо, основним джерелом атмосферної енергії є приплив тепла за рахунок сонячної радіації. Результатом цього є генерування внутрішньої енергії за рахунок нагрівання атмосфери і підстильної поверхні океану та суші. При цьому головна частина потоку тепла від Сонця нагріває не атмосферу, а поверхні океанів та материків, які, у свою чергу, й віддають тепло до атмосфери. Зазначений приплив тепла від Сонця надходить на поверхню Землі нерівномірно, в атмосфері спостерігаються великі меридіональні температурні контрасти, які обумовлюють переважно зональну циркуляцію, що має великі запаси кінетичної енергії, частина якої постійно дисипує за рахунок процесів тертя. Як частину внутрішньої енергії можна розглядати приховану енергію фазових перетворень вологи, яка залежить від вологовмісту в атмосфері. Коли реалізація прихованої теплоти пароутворення є особливою формою припливу тепла, обумовленого навколишнім середовищем, а не внутрішнім квазіадіабатичним процесом, виявиться, що атмосфера здобуває внутрішню енергію при конденсації води у межах самої атмосфери. Тоді можна розглядати енергетику однієї лише атмосфери. При цьому, за виключенням поверхневого тертя, результуючий вплив навколишнього середовища на атмосферу можна трактувати як збільшення чи зменшення еквівалентної кількості теплової енергії за рахунок нагрівання чи охолодження [1, 2].

Вертикальні профілі енергетичних характеристик дають змогу визначити як поводить ся той чи інший вид енергії в атмосфері. З вертикального розрізу атмосфери можна бачити як підтримується та чи інша енергетична характеристика і на що витрачаються її запаси. В процесі вивчення даного питання було з'ясовано вертикальний енергетичний ресурс всієї атмосфери над районом дослідження в указаний період.

Матеріали і методи дослідження. Як вихідні 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, їх горизонтальне розділення становить $2,5^\circ$ по широті та довготі. 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 .

Для опису синоптичного процесу використовувалися карти $AT-500$ гПа і приземні карти за 00 годин СГЧ. Об'єктом дослідження є блокуючий антициклон, який спостерігався з 9 липня по 5 серпня 2003 року. Цей процес цікавий тим, що під час його існування над територією України спостерігалися різні конвективні явища, такі як зливи, шквали, грози.

Результати дослідження. Досліджувану блокуючу ситуацію було поділено на два процеси. Перший – взаємодія блокуючого антициклону з циклоном, період існування – з 9.07 по 13.07.2003 р.; другий спостерігається з 14.07 по 5.08.2003 р. – це блокуючий антициклон та переміщення по його північній та південній периферіях циклонів та фронтів. Цим двом процесам відповідає два максимуми зональної доступної потенціальної енергії P_Z в нижній тропосфері (рис. 1).

На початковій стадії розвитку антициклону 9 липня 2003 року у нижній тропосфері P_Z мала максимальне значення $2,97 \cdot 10^5$ Дж/м². У цей час на півночі досліджуваного району спостерігається термічна улоговина, а на півдні – термічний гребінь. Отже, над даною територією мав місце максимальний термічний градієнт у напрямку з півночі на південь. У середній та верхній тропосфері значення зональної ДПЕ були меншими майже втричі. У нижній стратосфері на протязі першого досліджуваного періоду спостерігається ще один максимум $P_Z - 1,25 \cdot 10^5$ Дж/м² 13 липня 2003 року.

Друге збільшення зональної доступної потенціальної енергії у нижній тропосфері відбувається з 15 липня і досягає максимального значення 19 липня 2003 року ($2,00 \cdot 10^5$ Дж/м²), коли над розглянутим районом мав місце максимальний термічний градієнт у напрямку з півночі на південь (рис. 2). У нижній стратосфері на протязі другого періоду також спостерігається максимум P_Z , але він менший, ніж у першому випадку і дорівнює $0,75 \cdot 10^5$ Дж/м² 1 серпня 2003 року. Взагалі, в період з 15 липня по 5 серпня 2003 року в нижній тропосфері відбувається неодноразове збільшення зональної ДПЕ, що відповідає збільшенню дисперсії температури повітря з півночі на південь у досліджуваному районі.

З вертикального розподілу вихрової ДПЕ (P_E) видно, що на протязі всього періоду дослідження у шарі 400-300 гПа має місце її максимум. Запаси вихрової потенціальної енергії в усіх шарах менші за запаси зональної енергії. Винятком є тільки шар 400-300 гПа, де 24 липня значення P_E більше ніж значення P_Z утричі (рис. 3). В нижній тропосфері відбуваються часті збільшення вихрової ДПЕ, що відповідає наявності теплового сектора у циклонах, які рухаються по південній периферії антициклону, тим самим

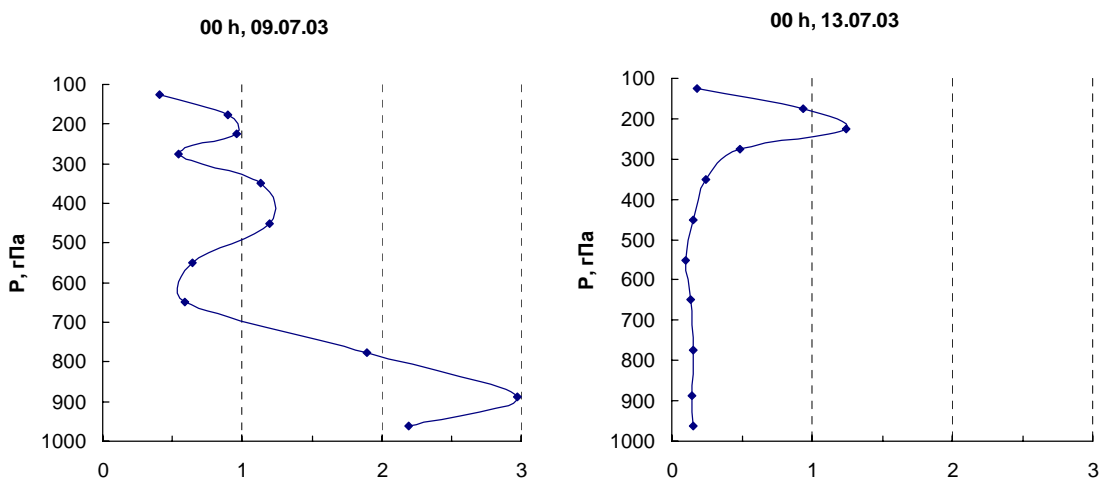


Рис. 1 – Вертикальний розподіл зональної доступної потенціальної енергії 9 і 13 липня 2003 року.

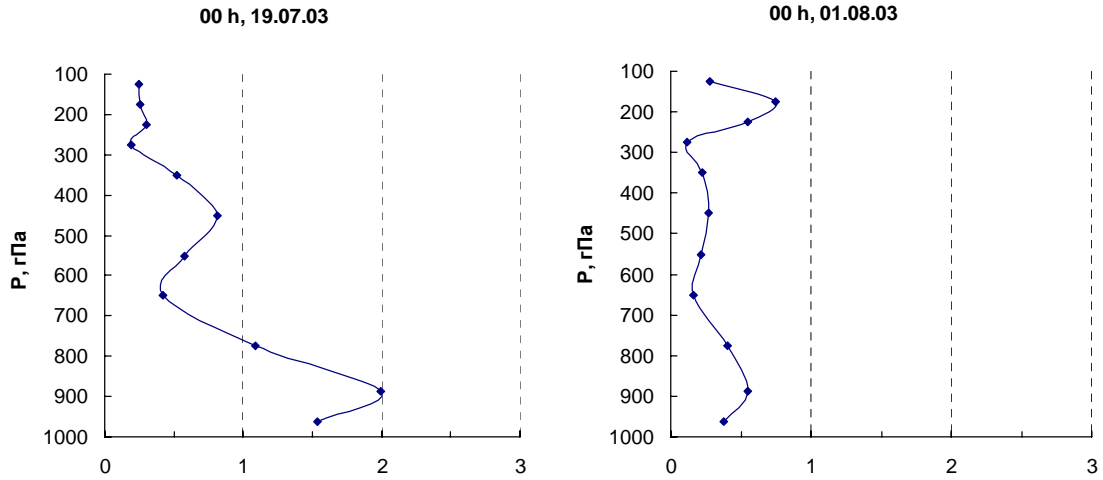


Рис. 2 – Вертикальний розподіл зональної доступної потенціальної енергії 19 липня і 1 серпня 2003 року.

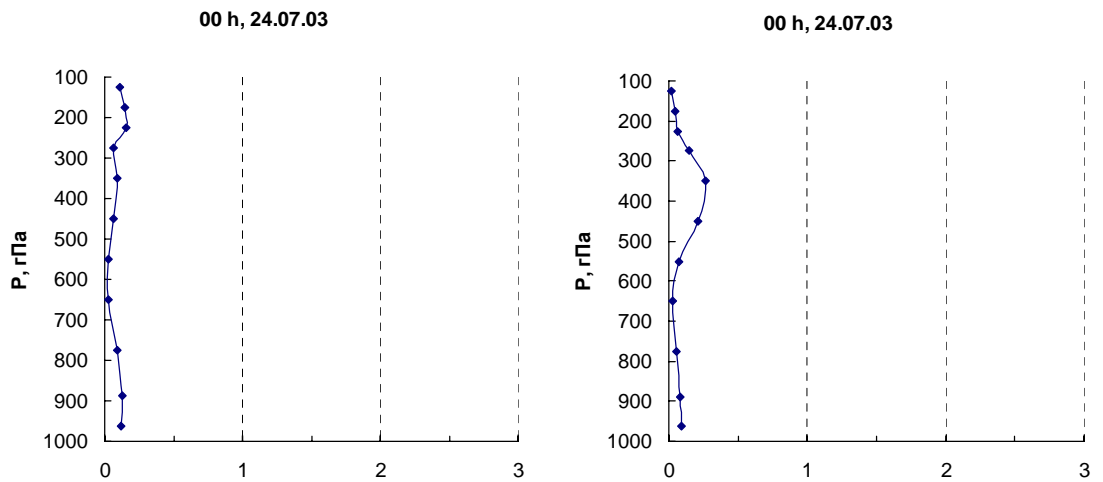


Рис. 3 – Вертикальний розподіл зональної доступної потенціальної енергії (зліва) і вихрової потенціальної енергії (справа) 24 липня 2003 року.

спричиняючи контрасти температур між західною та східною межами області дослідження.

Запаси зональної кінетичної енергії (K_z) мають найбільші значення у порівнянні з іншими видами енергії. Максимум K_z у верхній тропосфері та нижній стратосфері простежується у весь період дослідження, найбільші значення 10 липня ($3,43 \cdot 10^5$ Дж/м² у шарі 250-200 гПа) і 31 липня ($5,44 \cdot 10^5$ Дж/м² у шарі 300-250 гПа). Це свідчить про те, що головним чинником підтримки середнього зонального потоку є струминна течія верхньої тропосфери (рис. 4). Наслідком збільшення K_z є зменшення амплітуди хвилі у верхній тропосфері над районом дослідження в указаний період. Збільшення K_z у середній та верхній тропосфері також відбувається при перебудові висотного баричного поля. З

вертикального розподілу зональної кінетичної енергії видно, що 10-11 липня в нижній тропосфері спостерігається ще один максимум K_Z , що відповідає збільшенню тиску й посиленню блокуючого антициклона у поверхні землі. Необхідно зазначити, що 24 та 29 липня також має місце невелике збільшення зональної кінетичної енергії у нижній тропосфері. З аналізу приземних карт витікає, що в ці дати відбувається посилення антициклонального баричного поля і блокуючий процес набуває максимальної стадії свого розвитку.

Значення вихрової кінетичної енергії (K_E) значно менші за запаси K_Z , але збільшення вихрової кінетичної енергії відбувається також у верхній тропосфері та нижній стратосфері, де спостерігається струминна течія. Максимальні значення K_E (рис. 5) мають місце 12 липня ($1,04 \cdot 10^5$ Дж/м²) та 3 серпня ($1,14 \cdot 10^5$ Дж/м²). Збільшення вихрової K_E відбувається також під час зміни баричного висотного поля. В нижній тропосфері іноді відбувається збільшення K_E . Це спостерігається на стадії заповнення циклонів у поверхні землі.

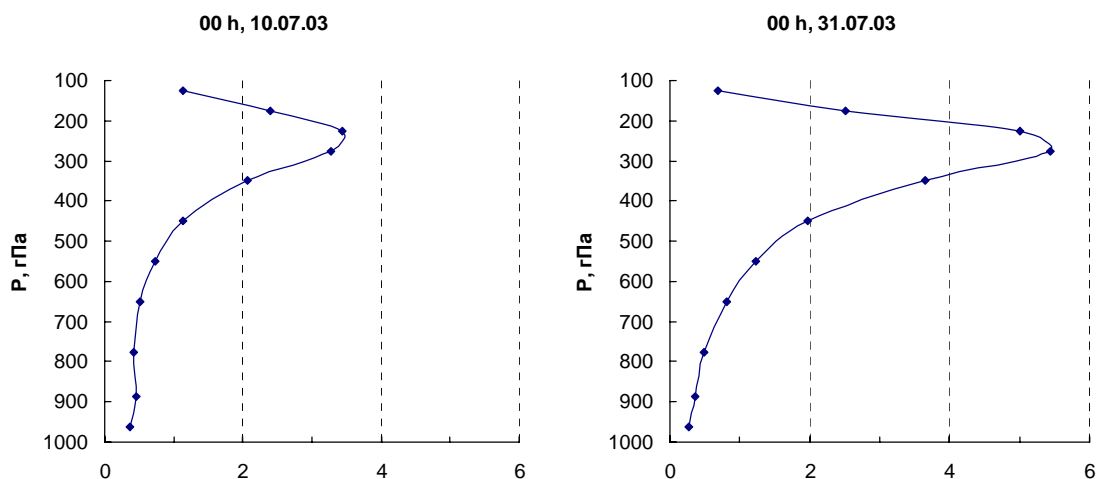


Рис. 4 – Вертикальний розподіл зональної кінетичної енергії 10 і 31 липня 2003 року.

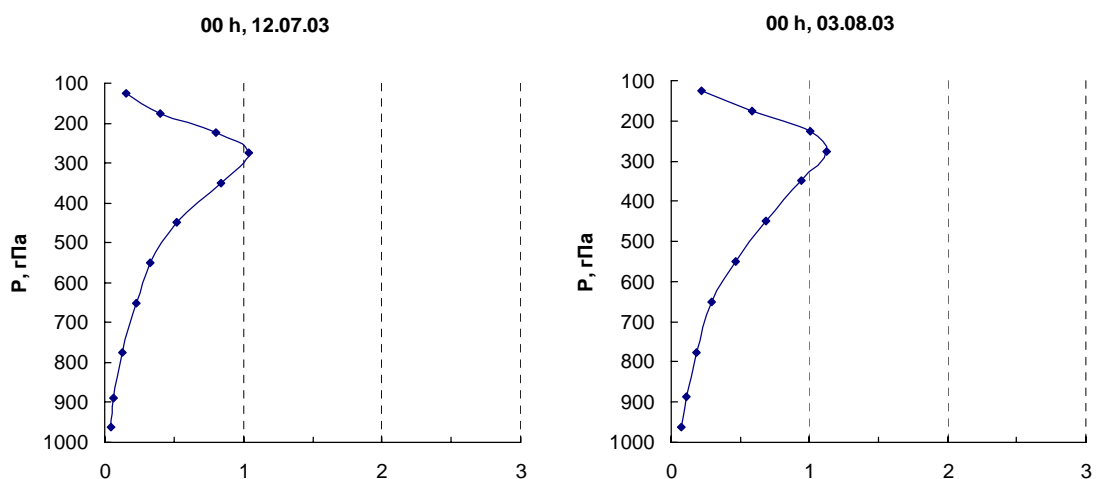


Рис. 5 – Вертикальний розподіл вихрової кінетичної енергії 12 липня і 3 серпня 2003 року.

Перетворення K_Z в K_E ($K_Z - K_E$) змінюється у верхній тропосфері та нижній стратосфері, в нижній тропосфері – майже незмінні і мають дуже малі значення. Збільшення додатних значень цього переходу відбувається при утворенні висотного антициклону та посиленні блокуючої ситуації у поверхні землі, а також при великих зональних градієнтах геопотенціалу на АТ - 500 гПа (рис. 6). Додатні значення перетворення K_Z в K_E зменшуються при зниженні тиску в антициклоні у поверхні землі. Від’ємні значення переходу ($K_Z - K_E$) спостерігаються при перебудові висотного баричного поля на АТ - 500 гПа, при появі в зоні дослідження циклону у поверхні землі, а також – на максимальній стадії розвитку приземного і висотного антициклону, коли має місце квазівертикальна вісь цього баричного утворення (рис. 6). Від’ємні значення даного перетворення відповідають великим меридіональним градієнтам геопотенціалу на АТ - 500 гПа.

Перетворення ($P_Z - P_E$) мало змінюється. В першому процесі відбувається перехід P_E в P_Z у всьому шарі тропосфери. В другому випадку додатні значення ($P_Z - P_E$) відповідають великим зональним градієнтам температури у поверхні землі в досліджуваному районі, а від’ємні – великим меридіональним градієнтам температури.

На початковій стадії розвитку антициклону перетворення ($P_Z - K_Z$) мають додатні значення у всьому вертикальному розрізі тропосфери і збільшуються до максимальної стадії еволюції баричного утворення (рис. 7). Коли тиск в антициклоні зменшується перехід P_Z в K_Z має від’ємні значення і тільки в нижній стратосфері зберігаються додатні значення цього перетворення (рис. 7). Після перебудови термобаричного поля на АТ - 500 гПа перехід ($P_Z - K_Z$) має знову додатні значення, що сприяє збільшенню кінетичної енергії у всій тропосфері. Далі до стадії максимального розвитку антициклону перетворення ($P_Z - K_Z$) має два піки додатних значень (нижня та верхня тропосфера) і один від’ємний – у середній тропосфері. Після стадії максимального розвитку еволюції антициклону майже у всій тропосфері перехід P_Z в K_Z – від’ємний. При виникненні у поверхні землі циклонів перетворення ($P_Z - K_Z$) у нижній і середній тропосфері мають від’ємні значення.

Перетворення ($P_E - K_E$) має малі значення у всій тропосфері і тільки на стадії утворення та максимального розвитку антициклону K_E збільшується за рахунок P_E (рис.8).

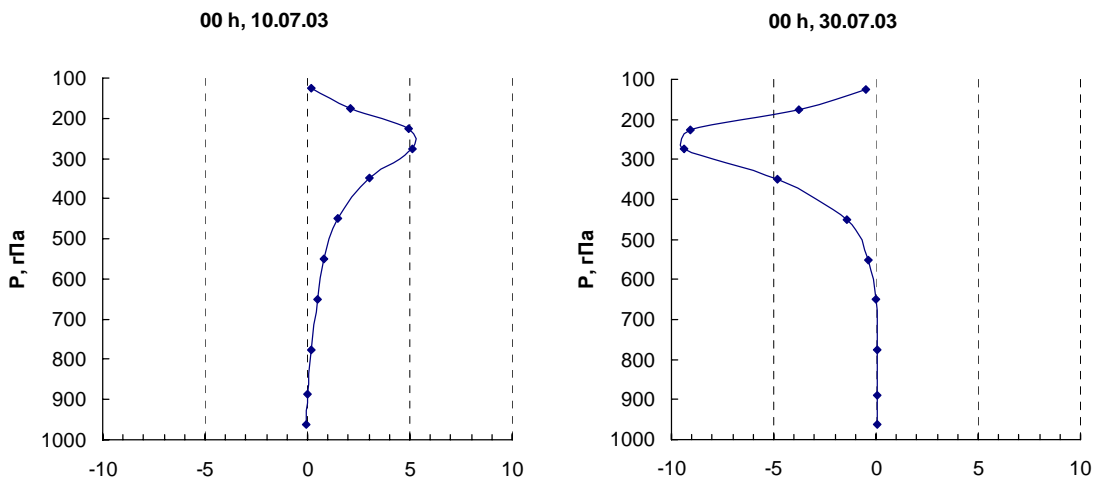
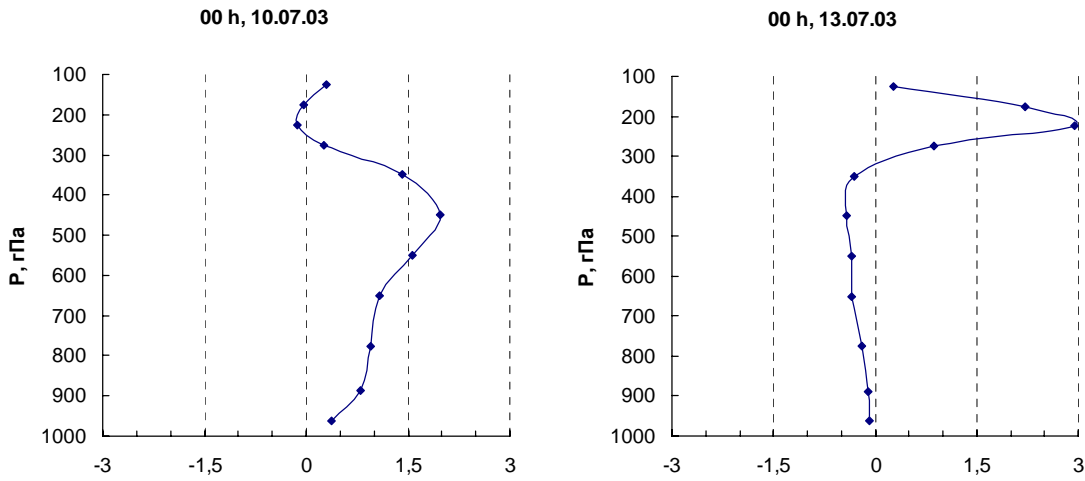
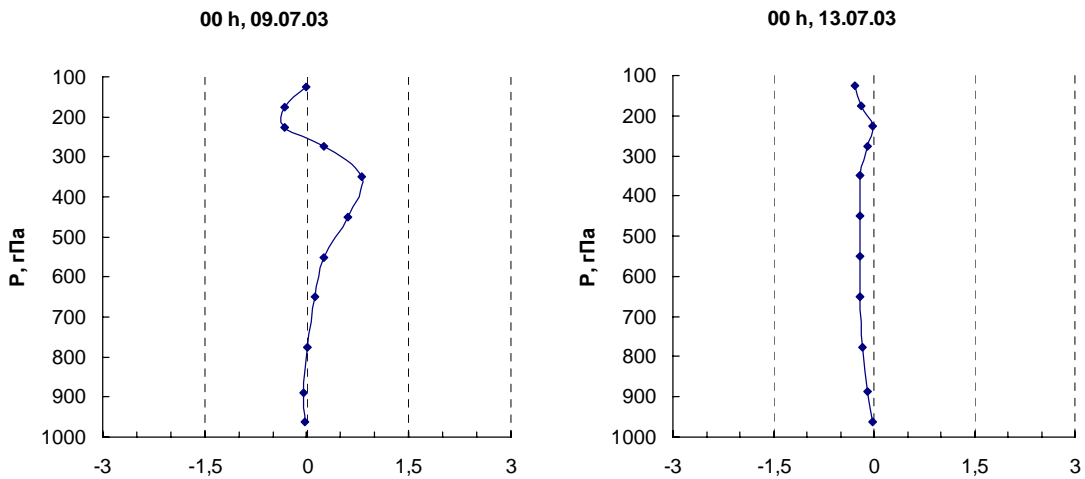


Рис. 6 – Вертикальний розподіл перетворення ($K_Z - K_E$) 10 липня і 30 липня 2003 року.

Рис. 7 – Вертикальний розподіл перетворення ($P_Z - K_Z$) 10 липня і 13 липня 2003 року.Рис. 8 – Вертикальний розподіл перетворення ($P_E - K_E$) 9 липня і 13 липня 2003 року.

При перебудові висотного баричного поля цей процес має зворотний знак (рис.8).

Перенесення зональної ДПЕ (BPZ) у всій товщі атмосфери в період блокуючої ситуації має від'ємні значення, що говорить про відтік зональної потенціальної енергії до оточення антициклону (рис. 9). Винятком є тільки ті періоди, коли у поверхні землі спостерігаються циклони – в цей період BPZ має додатні значення в нижній тропосфері, що відповідає притоку енергії в область антициклону (рис. 9).

Інтегральне перенесення вихрової ДПЕ (BPE) має від'ємні значення у середній і верхній тропосфері на початковій стадії еволюції антициклону, які перевищують значення BPZ (рис. 10). Від'ємні значення вихрової потенціальної енергії відповідають відтоку BPE з області антициклону. Далі значення BPE є малими і ними можна знехтувати.

Як додатні, так і від'ємні значення перенесення зональної кінетичної енергії (BKZ) спостерігаються у шарі 350-250 гПа, що відповідає тропосферній струминній течії. На початковій стадії та стадії максимального розвитку антициклону має місце відтік зональної

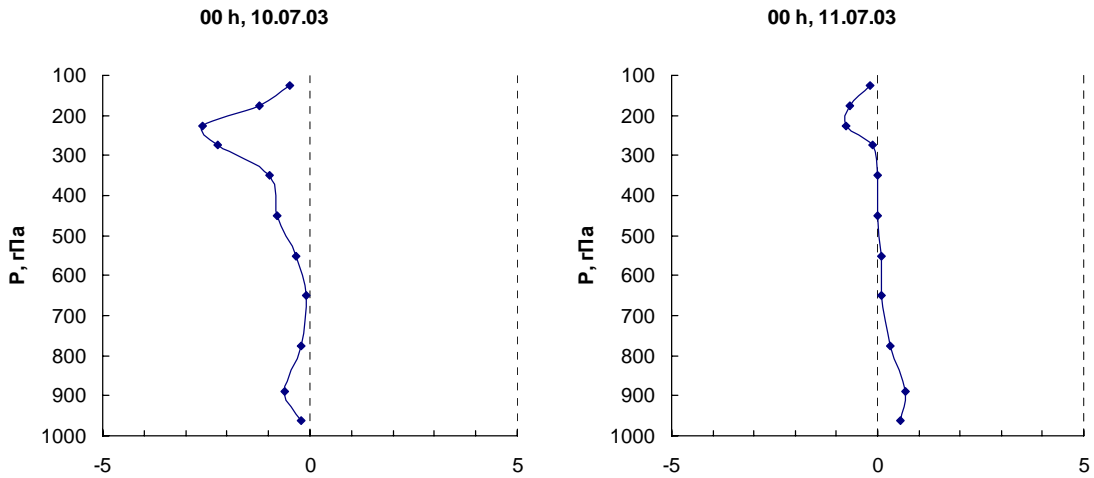


Рис. 9 – Вертикальний розподіл інтегрального перенесення *BPZ* 10 липня і 11 липня 2003 року.

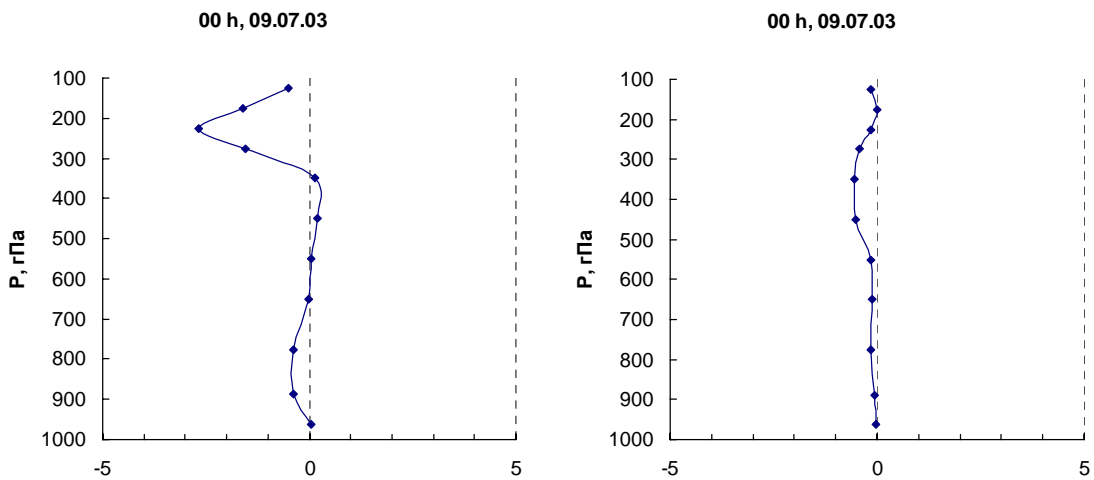
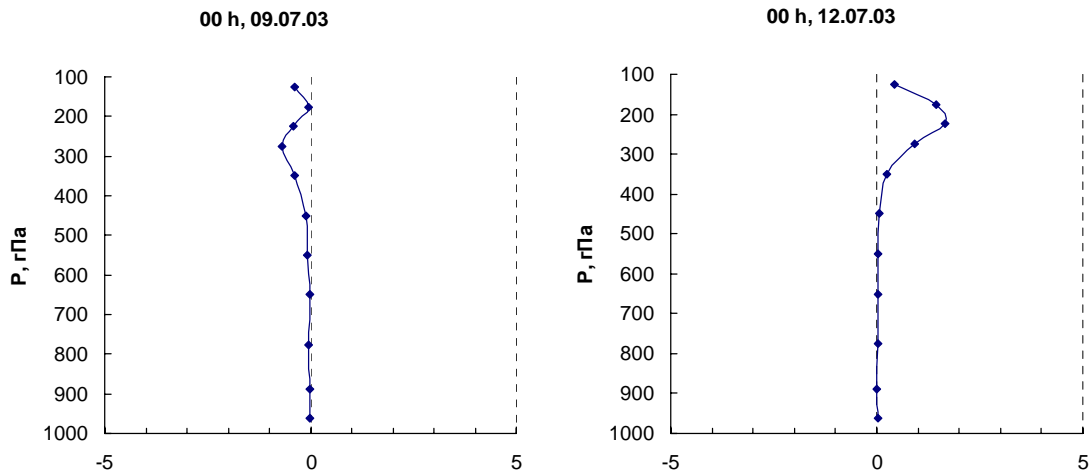
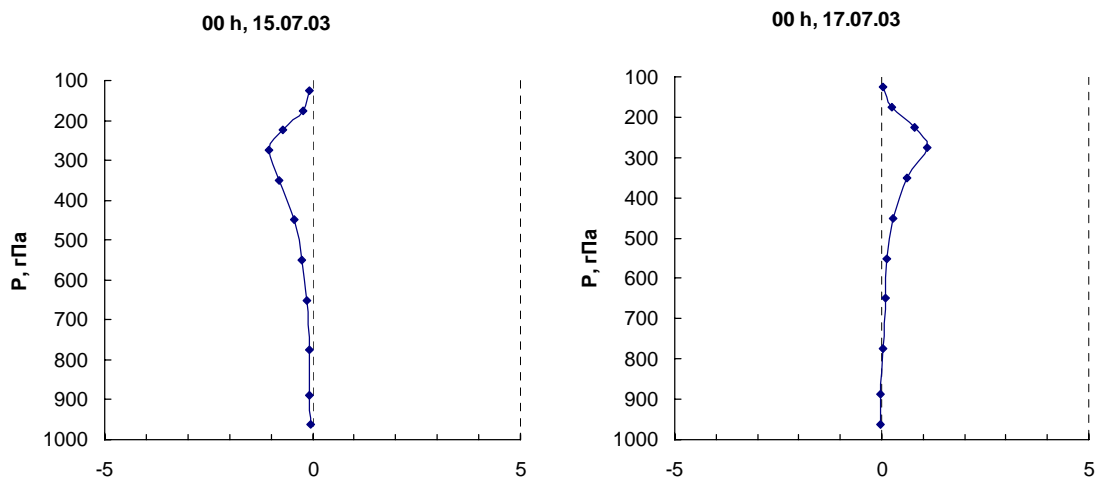


Рис. 10 – Вертикальний розподіл *BPZ* (зліва) і *BPE* (справа) 9 липня 2003 року.

кінетичної енергії з області блокуючого процесу, про що говорять від'ємні значення *BKZ* (рис. 11). На стадії руйнування антициклону та при появі циклонів у поверхні землі *BKZ* має додатні значення у нижній стратосфері (рис. 11). Коли відбувається перебудова висотного баричного поля на АТ - 500 гПа, то у верхній тропосфері та нижній стратосфері спостерігається два піки *BKZ* – від'ємний (шар 350-250 гПа) і додатний (250-150 гПа). Взагалі, значення *BKZ* менші, ніж значення *BPZ*.

При посиленні антициклону збільшуються від'ємні значення перенесення вихрової кінетичної енергії (*BKE*) у шарі 350-250 гПа – має місце відтік вихрової кінетичної енергії з області блокуючої ситуації (рис. 12). При появі циклону біля землі *BKE* збільшується і має додатні значення у верхній тропосфері та нижній стратосфері, що відповідає притоку даного виду енергії до антициклону (рис. 12).

Рис. 11 – Вертикальний розподіл VKZ 9 липня і 12 липня 2003 року.Рис. 12 – Вертикальний розподіл VKE 15 липня і 17 липня 2003 року.

Висновки. Аналіз вертикальних профілів енергетичних характеристик атмосфери під час формування блокуючого процесу дозволяє зробити такі висновки. Збільшення зональної доступної потенціальної енергії P_Z відбувається в нижній тропосфері в період адвекції тепла і адвекції холоду в область дослідження, що сприяє формуванню максимальних термічних градієнтів в шарі атмосфери над розглянутим районом. Запаси вихрової доступної потенціальної енергії P_E менші, ніж запаси зональної ДПЕ у всьому розглянутому шарі атмосфери. Значення зональної кінетичної енергії K_Z більші, ніж інші види енергії. Максимум K_Z має місце у верхній тропосфері та нижній стратосфері у весь період дослідження. Це свідчить про те, що головним чинником підтримки середнього зонального потоку є струминна течія. Величина вихрової кінетичної енергії K_E менша величини зональної кінетичної енергії K_Z . Збільшення K_E в верхній тропосфері та нижній стратосфері відбувається під впливом струминної течії. Перетворення ($K_Z - K_E$) має як

додатні, так і від'ємні значення і змінюється у верхній та нижній стратосфері. Перетворення ($P_Z - P_E$) мало змінюється. Перетворення ($P_Z - K_Z$) мають додатні значення і збільшуються в нижній стратосфері, де має місце струминна течія. У перетворенні ($P_E - K_E$) переважає вихрова кінетична енергія K_E майже у всій тропосфері і у всіх областях. Інтегральний перенос BPZ в області блокуючої ситуації майже у всій атмосфері від'ємний, що свідчить про відтік енергії з області блокування. Інтегральний перенос BPE має від'ємні значення практично у весь період дослідження в області антициклону у всій атмосфері. Значення інтегрального переносу кінетичної зональної енергії BKZ менші, ніж значення BPZ . Інтегральний перенос BKZ має від'ємні значення майже у всій атмосфері в області блокування. Значення інтегрального переносу кінетичної вихрової енергії BKE в верхній тропосфері та нижній стратосфері мають додатні значення, що свідчить про підтримку цього виду переносу струминною течією.

Список літератури

1. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.
2. Хохлов В.Н. Энергетика общей циркуляции атмосферы. – Одесса: Изд-во "ТЭС", 2004. – 134 с.

Вертикальное распределение энергетических ресурсов атмосферы в период блокирования. Недострелова Л.В.

На примере блокирующего антициклона рассмотрены вертикальные профили энергетических характеристик атмосферы. Рассчитаны и проанализированы запасы различных видов энергии, их превращение и перенос.

Ключевые слова: энергетика атмосферы, блокирующий процесс, вертикальное распределение.

Vertical distribution of atmospheric energetics during the blocking process. Nedostrelova L.V.

On the example of blocking anticyclone, the vertical profiles of atmospheric energetics are considered. The content of different energies, as well as their conversions and transfers are calculated and analysed.

Keywords: atmospheric energetics, blocking, vertical distributing.

ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ПОСУХ В СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ В УМОВАХ ГЛОБАЛЬНИХ ЗМІН КЛІМАТУ

Вивчається просторово-часова мінливість різних категорій посух, виявлених за допомогою стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці для території східної Європи протягом 1951–1980 та 1981–2010 рр. Встановлено, що максимальна кількість посух фіксувалась в період глобального потепління, тобто протягом 1981–2010 рр.

Ключові слова: просторово-часові характеристики, стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування, максимальна кількість посух.

Вступ. В останні десятиріччя в умовах сучасних змін клімату кількість посушливих явищ, їх тривалість та інтенсивність невідомо росте. Проблема посушливості стоїть дуже гостро в багатьох країнах світу. Посуха – це дуже складне явище, обумовлене довгим і значним недоліком опадів при підвищеній температурі повітря, внаслідок чого вичерпуються запаси вологи в ґрунті за рахунок випаровування і транспірації. Це стихійне лихо, яке може тривати від декількох тижнів до декількох місяців чи навіть років, завдаючи значної шкоди народному господарству різних країн.

Постановка проблеми. Зміни клімату є одним із факторів, що впливають на умови виникнення посух. Згідно з результатами дослідження Міжурядової групи експертів по змінам клімату [2], потепління кліматичної системи являється беззаперечним фактом, що доводять спостереження за підвищенням глобальної середньої температури повітря й океану. В середньому по всій земній кулі потепління в 20 сторіччі відбувалося в двох фазах – у 1910–1940-х роках (0,35 °C), і більш сильно, починаючи з кінця 1970-их до теперішнього часу (0,55 °C), а одинадцять з дванадцяти останніх років потрапили в число дванадцяти найбільш теплих років за всю історію інструментальних спостережень (з 1850 року). Таким чином, слід зазначити, що між двома піками потепління в 20 сторіччі спостерігався період спаду середньої температури повітря, або так званий період похолодання, що тривав приблизно з 1950–1980 рр. (рис. 1).

Емпіричні дослідження показали, що збільшення температури повітря головним чином впливає на зростання загальної кількості посух, їх інтенсивність, тривалість та суворість. Так, в роботі [1] зазначено, що автори використовували експериментальну модель загальної циркуляції атмосфери для того, щоб показати, що випаровування і транспірація може споживати до 80% всіх опадів. Крім того, вони виявили, що ефективність висихання в результаті температурних аномалій настільки ж висока, як і в результаті загального дефіциту опадів. Але все ж таки варто зауважити, що умови виникнення посух у великій мірі залежать не лише від змін температурного фону, але й від режиму зволоження того чи іншого регіону. Тому були зроблені чисельні спроби розробити нові індекси посухи або вдосконалити існуючі, які б при обчисленні періодів посух враховували не тільки дані температури, а й інші метеорологічні, гідрологічні та агрометеорологічні величини та параметри. З цією метою був сформований новий індекс посухи – стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) [7].

Головною метою даної роботи є не лише вивчення просторово-часового розподілу різних характеристик посух, а й дослідження особливостей поведінки цих характеристик в періоди глобального похолодання та потепління.

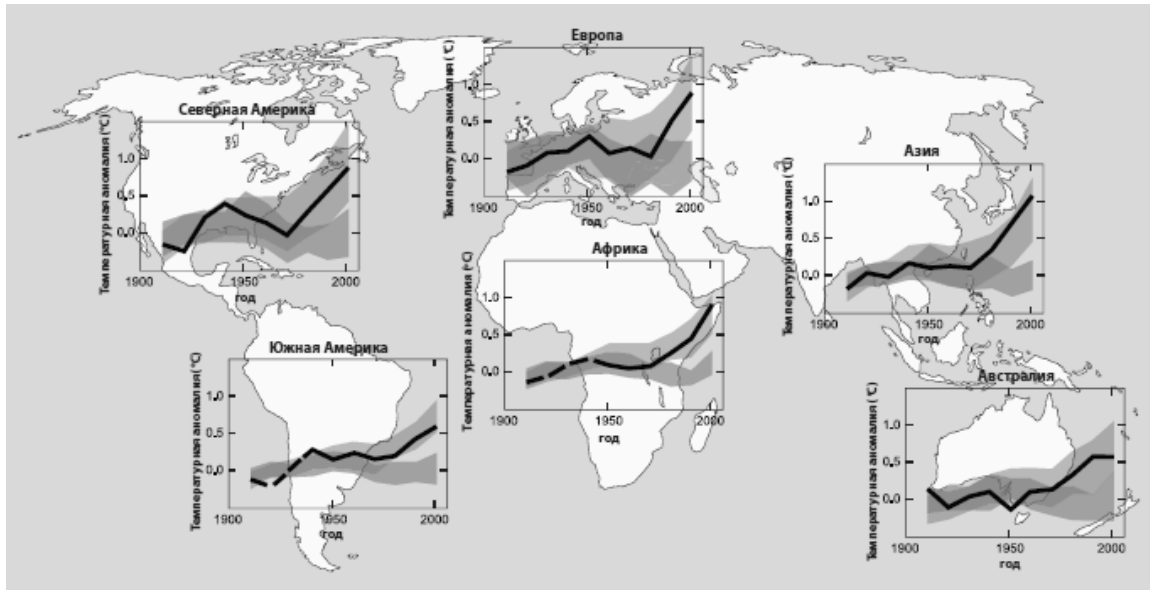


Рис. 1 – Розподіл аномалії глобальної температури по всій земній кулі протягом 20 сторіччя [2].

Матеріали та методи дослідження. Для визначення просторово-часової мінливості посух в умовах глобальних змін клімату використовувався багатомасштабний індекс посухи – стандартизований індекс посухи та сумарного випаровування. Індекс SPEI розрахований за даними про температуру повітря та опади з кроком сітки 0,5° для усієї земної кулі та враховує масштаби часу від 1 до 48 місяців.

Стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування сформовано на основі стандартизованого індексу опадів (SPI) з залученням потенціального сумарного випаровування [6], що дозволило скомбінувати опади та температуру. Процедура визначення SPEI базується на першочерговому визначенні стандартизованого індексу опадів. Таким чином, SPI обчислюється за середньомісячними значеннями опадів, а SPEI використовує середньомісячні різниці між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням. Останнє являє собою простий кліматичний баланс вологи для різних масштабів часу [5].

Середнє значення SPEI дорівнює нулю, а середньоквадратичне відхилення – одиниці. Цей індекс є стандартизованою величиною і може бути порівняний з аналогічними величинами в інших пунктах та за інший проміжок часу. Категорії посух для різних величин SPEI визначені у табл. 1.

Для даної роботи розраховані індекси посухи SPEI для двох тридцятирічних періодів – 1951–1980 рр. та 1981–2010 рр., що відповідають періодам похолодання та потепління, з масштабами часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці. Дослідження проводились у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами 40,25° та 59,75° півн.ш. і довготами 15,25° та 44,75° сх.д., що включають територію східної Європи, в тому числі й Україну. Для

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

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

обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування використовувалась база даних середньомісячної глобальної температури повітря та опадів з кроком сітки $0,5^\circ$ з 1948 року по теперішній час, яка нещодавно розроблена в Національному центрі з прогнозування клімату. Але значення температури цієї бази дещо відрізняються від величин, отриманих з наземних станцій, оскільки набір даних Національного центру з прогнозування клімату використовує комбінацію з двох окремих великих баз даних – Глобальної історичної кліматологічної мережі (GHCN) та Системи моніторингу аномалії клімату (CAMS) [3, 4]. Таким чином, цей набір даних може регулярно оновлюватись в режимі реального часу, враховуючи показники великої кількості станцій, тому це й стало основною причиною використання саме цієї бази в даному дослідженні.

Основні результати. За результатами обчислення стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування підрахована загальна кількість посух ($SPEI \leq -1,0$), кількість помірних, інтенсивних та екстремальних посух для масштабів часу 1, 3, 6, 12, 24 місяці окремо для кожного тридцятирічного періоду.

Для прикладу розглянемо просторово-часовий розподіл загальної кількості посух з масштабом часу 1 місяць. На рис.2 представлені поля розподілу стандартизованого індексу опадів та сумарного випаровування з масштабом часу 1 місяць для 1951–1980 рр. (рис.2а) та 1981–2010 рр.(рис.2б).

З рис.2 видно, що загальна кількість посух має дещо більші показники протягом другого тридцятирічного періоду. Так, в першому випадку максимальна кількість посух складає біля 65 випадків за 30 років, при чому найбільші значення фіксуються на північному заході східноєвропейського сектору, а саме в районі Прибалтики, та поблизу Прикаспійської низовини. Що стосується території України, то найбільша кількість посух (понад 50-55) зареєстрована на сході та південному сході країни, а також у Криму та Чернігівській області. Протягом другого періоду дослідження максимальне число посух вже досягає значень 70 випадків. Також змінились осередки максимумів посух порівняно з попереднім розглянутим періодом, тепер екстремуми фіксуються на південному заході території дослідження, охоплюючи практично весь Балканський півострів. По території України максимум був відзначений в районі Харківської та Сумської області з числом посух біля 65.

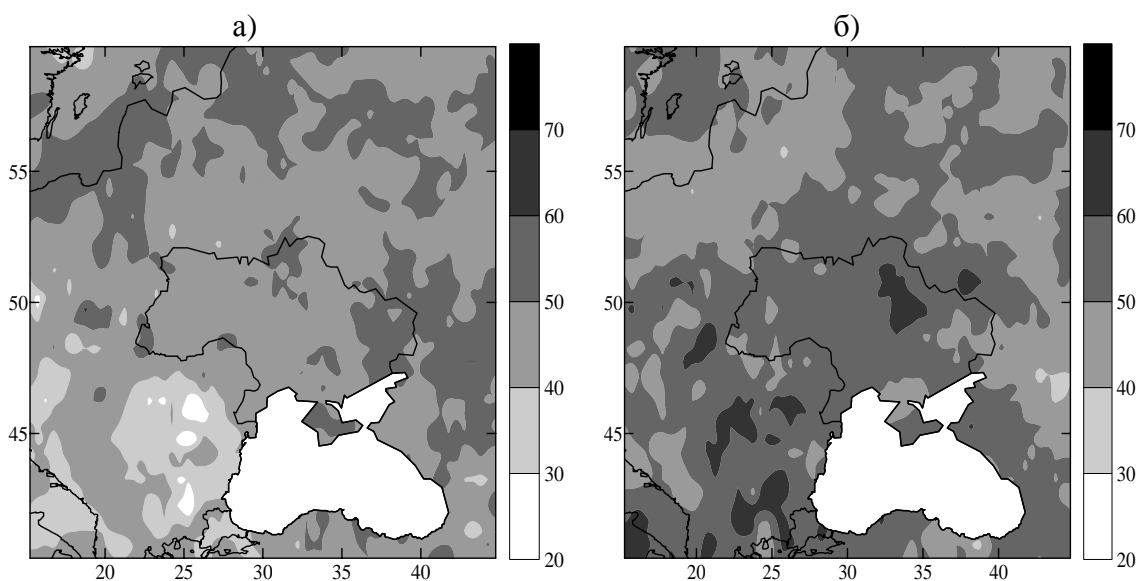


Рис. 2 – Кількість посух ($SPEI \leq -1$) з масштабом часу 1 місяць:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Розподіл кількості посух для інших масштабів часу подібний тому, що спостерігається для одномісячного масштабу. Так, максимальне число посух з масштабом часу 3 місяці для періоду 1951–1980 рр. складає в середньому 35-40 випадків, а для 1981–2010 рр. – вже збільшується до 40-45 посух, при цьому осередки найбільших значень розташовуються в північно-східній частині України. Подібна ситуація спостерігається і для інших масштабів часу, коли різниця між кількістю посух в перший досліджуваний період та другий складає в середньому 5-10 посух за тридцятиріччя.

Аналіз простово-часової мінливості помірних посух протягом періодів глобального потепління та похолодання також представляє досить цікаві результати. Розподіл помірних посух по простору досліджуваної території практично співпадає з розподілом загальної кількості посух. Максимальне число посух для періоду 1951–1980 рр. відмічається на північному заході східної Європи та в районі Кавказу, а мінімуми зафіксовані поблизу Балканського півострову. Тим часом, в період 1981–2010 рр. спостерігається абсолютно протилежна ситуація, оскільки в даному випадку в районі Балкан вже спостерігаються максимуми кількості помірних посух. Це дуже добре продемонстровано на прикладі розподілу помірних посух для масштабу часу 6 місяців (рис.3). Стосовно максимального числа посух, слід відзначити, що найбільша кількість помірних посух в період потепління значно перевищує максимуми кількості в період похолодання, що ще раз доводить значний вплив підвищення температури на умови виникнення посушливих явищ.

В ході наступного етапу роботи досліджувались вже посухи, що відносяться до категорії інтенсивних. В цьому випадку стандартизований індекс опадів приймає значення від -1,50 до -1,99 включно. Просторово-часова мінливість цього різновиду посух значно не відрізняється від попередніх, що можна простежити на рис. 4, де зображені поля розподілу інтенсивних посух з масштабом часу 12 місяців. Так, в перший досліджуваний період під найбільшим впливом інтенсивних посух опинились території північної та центральної частини східної Європи, а саме райони європейської території Росії (ЄТР), Польщі та Прибалтики. Досить цікавий розподіл в цей період інтенсивні посухи мають по території України, оскільки на більшій її частині реєструється від 15 до 20 інтенсивних посух протягом 30 років. Абсолютні максимуми (понад 20) фіксуються в

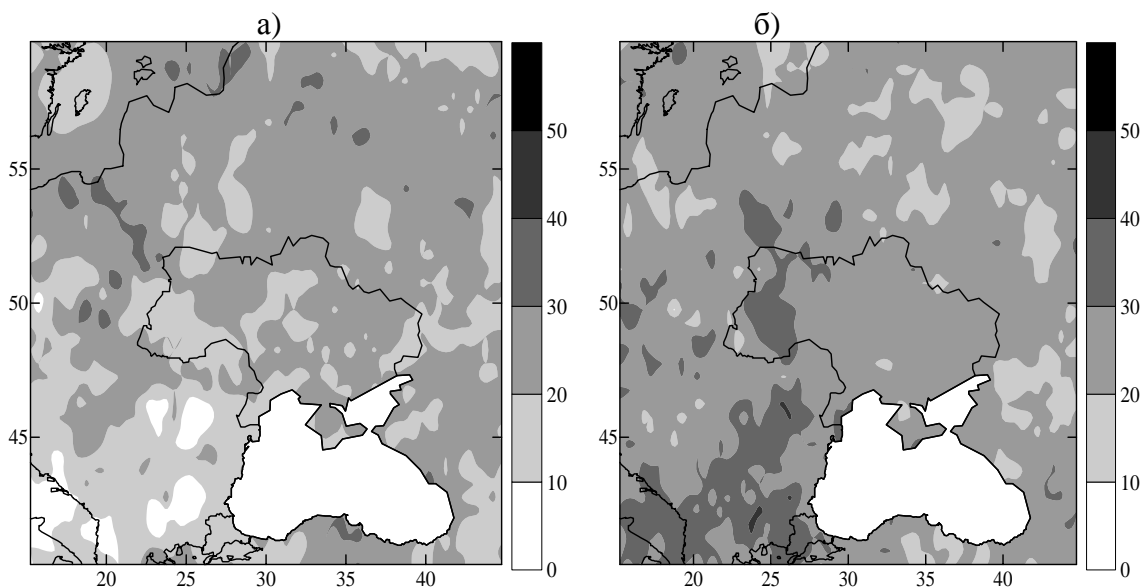


Рис. 3 – Кількість помірних посух з масштабом часу 6 місяців:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

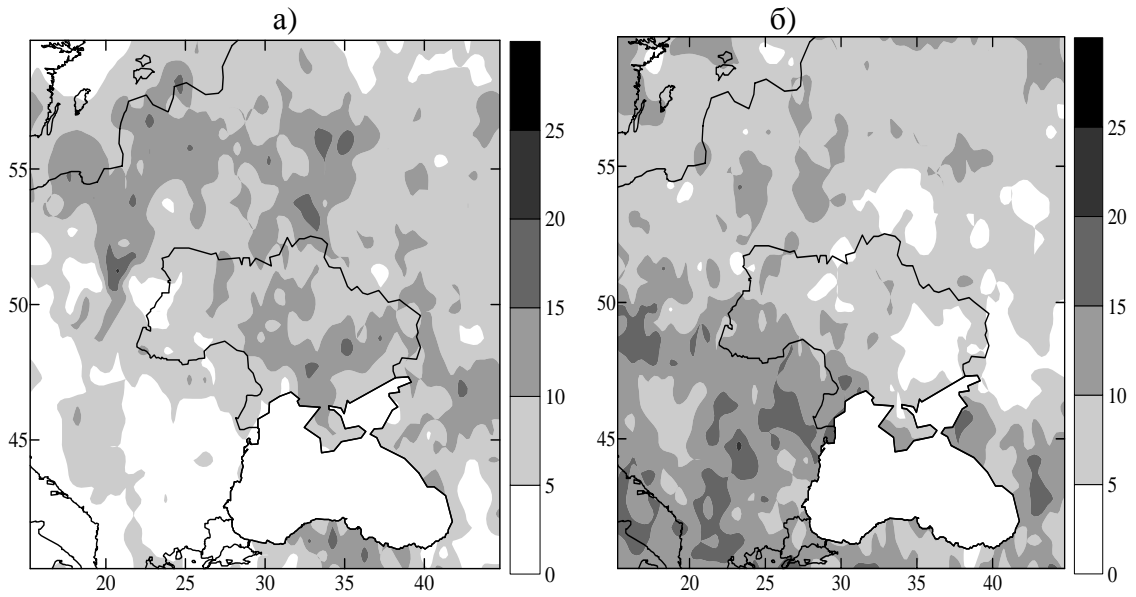


Рис. 4 – Кількість інтенсивних посух з масштабом часу 12 місяців:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Харківській, Дніпропетровській та Миколаївській областях. Мінімальні ж значення кількості інтенсивних посух відмічаються на південному заході країни. В період 1981–2010 рр. максимальна кількість посух охоплювала території Румунії, Болгарії та Греції, в тому числі під найбільшим впливом інтенсивних посух опинились райони Закарпатської, Чернівецької, Одеської областей, а також АР Крим. Слід також зазначити, що в цей проміжок часу на території східної України інтенсивних посух практично не фіксувалось, або їх кількість була незначною. Стосовно інших масштабів часу, то і для них ця категорія має аналогічне поширення, а найбільша кількість інтенсивних (біля 50) посух була зафіксована для масштабу часу 1 місяць.

Особливий практичний інтерес для всіх вчених представляє дослідження посух, що відносяться до категорії екстремальних, оскільки саме цей різновид являється найбільш небезпечним для всіх галузей народного господарства і потребує детального вивчення кожної екстремальної посухи окремо, так як кількість посух цієї категорії в декілька разів менше ніж інших. В даному випадку просторово-часова мінливість екстремальних посух для масштабу часу 3 місяці представлена на рис.5. З рисунка чітко видно, що розподіл екстремальних посух практично подібний розподілу інших різновидів посух як для 1951–1980 рр., так і для 1981–2010 рр. Очевидно, що в перший досліджуваний період екстремальні посухи в своїй більшості розташовувались в районі півночі та північного сходу східноєвропейського сектору з максимум в центральній частині ЄТР. А територією України екстремальні посухи поширювались з північного сходу на південний захід країни. В період глобального потепління, тобто 1981–2010 рр., екстремальні посухи з максимальною кількістю понад 15 випадків за 30 років також були зафіксовані на заході та південному заході території, що розглядається. Осередки максимальної кількості екстремальних посух були зосереджені в районі Чернівецької, Одеської та Миколаївської областей. Треба також зазначити, що практично для всіх масштабів часу максимальна кількість екстремальних посух має практично однакові значення, це – 9-12 – для першого досліджуваного періоду та 12-15 – для другого.

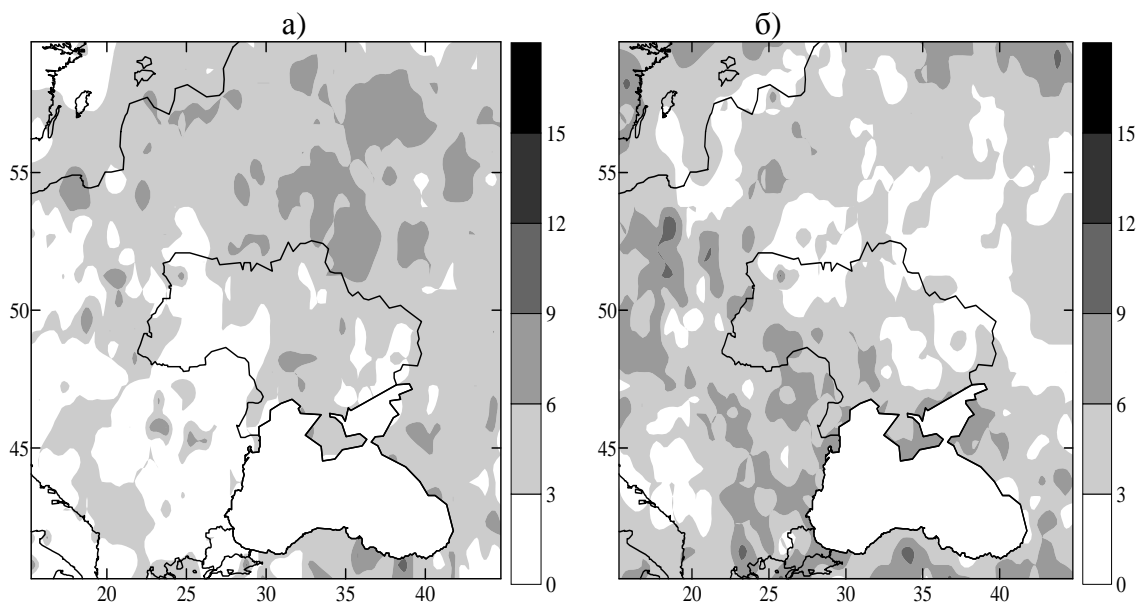


Рис. 5 – Кількість екстремальних посух з масштабом часу 3 місяці:
(а) – з 1951 по 1980 рр.; (б) – з 1981 по 2010 рр.

Висновки. В ході дослідження просторово-часової мінливості різних категорій посух в періоди глобального похолодання та потепління виявлено, що максимальна кількість загального числа посух та посух, що відповідають критеріям помірних, інтенсивних та екстремальних, зафіксована протягом проміжку часу 1980–2010 рр., коли мало місце досить інтенсивне підвищення глобальної температури повітря по всій земній кулі. Аналіз просторового розподілу по території дослідження показує, що в період 1951–1980 посухи в основному формувались на північному заході східної Європи, а протягом 1981–2010 вже в районі південного заходу східноєвропейського сектору. Для території України осередки максимальних значень в першому випадку зосереджені в північно-східних областях країни (Харківській, Чернігівській, Сумській), а в другому – південних та південно-західних, а саме Чернівецькій, Одеській та Миколаївській областях. Таким чином, даний аналіз підтверджує припущення про збільшення кількості посушливих явищ протягом останніх десятиріч внаслідок зміни глобального температурного режиму.

Список літератури

1. *Abramopoulos F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury.* Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration // *Journal of Climate.* – 1988. – Vol. 1. – P. 921–941.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis / S. Solomon et al.* Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
3. *Fan Y., H. van den Dool.* A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. // *Journal of Geophysical Research.* – 2008. – Vol. 113 – D01103.

4. Fan Y., H. van den Dool. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5° resolution for 1948 to present. // Journal of Geophysical Research. – 2004. – Vol. 109. – D10102.

5. McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology. – Anaheim (USA). – 1993. – P. 179–184.

6. Robock A., Mu M., Vinnikov K., Trofimova I.V., Adamenko T.I. Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet) // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. – L03401.

7. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // Journal of Climate. – 2010. – Vol. 23, Iss. 7. – P. 1696–1718.

Пространственно-временная изменчивость засух в восточноевропейском секторе в условиях глобальных изменений климата. Хохлов В.Н., Ермоленко Н.С.

Изучается пространственно-временная изменчивость разных категорий засух, определенных с помощью стандартизованного индекса осадков и суммарного испарения с масштабами времени 1, 3, 6, 12, 24 месяца для территории восточной Европы в течение 1951-1980 и 1981-2010 гг. Выявлено, что максимальное количество засух фиксировалась в период глобального потепления, то есть в течение 1981-2010 гг.

Ключевые слова: пространственно-временные характеристики, стандартизованный индекс осадков и суммарного испарения, максимальное количество засух.

Spatiotemporal variability of drought in the East Europe in the context of global climate change. Khokhlov V.N., Yermolenko N. S.

We study the spatiotemporal variability of different droughts using the standardized precipitation evapotranspiration index with time scales 1, 3, 6, 12 and 24 months for the territory of Eastern Europe during 1951-1980 and 1981-2010. It was found that the maximum number of droughts was registered in the period of global warming, i.e. during 1981-2010 years.

Keywords: spatiotemporal features, standardized precipitation evapotranspiration index, maximum number of droughts

УДК 633.11:551.58

А.М. Польовий, д.г.н, **Л.Ю. Божко**, к.г.н, **О.О. Дронова**, к.г.н, **Боровська Г.О.**, к.г.н.
Одеський державний екологічний університет

ОЦІНКА ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА АГРОКЛІМАТИЧНІ РЕСУРСИ ТА ПРОДУКТИВНІСТЬ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ В ЛУГАНСЬКОМУ РЕГІОНІ

Розглядається оцінка зміни агрокліматичних ресурсів Луганського регіону в 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. у зв'язку зі змінами клімату в порівнянні з базовим періодом 1970 – 2010 рр. За допомогою моделей продуктивного процесу рослин надана оцінка фотосинтетичної продуктивності та коливання урожайності зерна озимої пшениці в умовах зміни клімату.

Ключові слова: клімат, температура повітря, опади, озима пшениця, фотосинтез, біомаса, продуктивність, урожай.

Вступ. Вирішення світової продовольчої проблеми сучасності є найважливішою, стратегічною задачею нового століття, вона є не тільки головною умовою існування населення Землі, але і вирішальним чинником соціальної стабільності окремих країн і світової спільноти в цілому.

Матеріали світової статистики свідчать, що сьогодні зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті. Дві нові обставини посилюють вже раніше існуючу проблему із забезпеченням населення продовольством. Перша - помітне підвищення рівня платоспроможного попиту на продукти в багатонаселених країнах – Китаї та Індії. Друга – розширення практики використання сільськогосподарських земель для виробництва біопалива. Ці дві важливі обставини в умовах скорочення світових запасів земельних угідь і не відновлюваних джерел енергії при раціональному регулюванні посівних площ ріпаку та соняшника створюють для України можливість стати одним із найбільших виробників сільськогосподарської продукції.

Важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добитися стійкого зростання величини і якості урожаю, підвищити віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. У зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часовим зрушенням розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості

майже усіх зон України. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація ґрунтів. Разом з тим, основною особливістю потепління стала нерівномірність випадіння опадів за окремі періоди року, що призвело до збільшення частоти посушливих явищ. Засухи нерідко співпадають з суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку та зменшують їхню продуктивність [1, 2, 3].

Матеріали і методи досліджень. Тенденції зміни агрокліматичних ресурсів та агрокліматичних умов формування продуктивності найважливішої сільськогосподарської культури – озимої пшениці розглядались за різні проміжки часу. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сценарій зміни клімату в Україні – А1В, як найбільш вірогідний на період до 2050 року, регіональну кліматичну модель MPI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 [1,3].

Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння даних за кліматичним сценарієм та середніх багаторічних характеристик кліматичних та агрокліматичних показників за три періоди: 1970 – 2010 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. (перший сценарний період), 2031 – 2050 рр. (другий сценарний період).

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці призвела до зміни показників фотосинтетичної продуктивності посівів і, як наслідок, до зміни урожаю зерна.

Для сільськогосподарських культур на фоні зміни кліматичних умов за перший та другий періоди розглядались такі варіанти:

- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ в атмосфері (для першого періоду з 380 до 470 ppm, для другого періоду з 380 до 520 ppm);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив в дозах N₇₅ (озима пшениця);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив в дозах N₁₂₅ (озима пшениця);

Слід зазначити, що вплив змін клімату на формування продуктивності озимої пшениці розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів озимої пшениці.

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів була використана розроблена А.М. Польовим модель формування продуктивності агроєкосистеми [2].

Ідентифікація моделі формування урожайності сільськогосподарських культур виконана на основі матеріалів агрометеорологічних спостережень метеорологічних станцій Луганської області та матеріалів середньої по області урожайності озимої пшениці.

Результати досліджень та їх аналіз. Основними кліматичними та агрокліматичними характеристиками температурного режиму вегетаційного періоду були:

- дати стійкого переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15 °С;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0, 5, 10, 15 °С;
- середня температура повітря січня, липня та їх амплітуда;
- дати останнього навесні та першого восени заморозку на висоті 2 м та на поверхні ґрунту;

– тривалість беззаморозкового періоду в повітрі на висоті 2 м та на поверхні ґрунту.

За початок весни береться дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С. Аналіз цих дат показав, що і в першому (2011 – 2030 рр.) і другому (2031 – 2050рр.) періодах очікується більш ранній перехід температури повітря через 0 °С, раніше базового періоду (1970 – 2010 рр.) на 7 – 15 днів. (табл. 1).

Восени перехід температури через 0 °С буде відбуватися пізніше на 13–18 днів (9 – 14 грудня). За рахунок таких зміщень дат переходу відбудеться суттєве збільшення тривалості періоду з позитивними температурами: в перший період на 21 день, у другий - на 34 дні. Тривалість періоду з позитивними температурами досягатиме 280 і 293 дні відповідно.

Початок вегетації (перехід температури через 5 °С) відбуватиметься в перший період пізніше від базового періоду на 3 дні, у другий період - раніше на 9 днів. Це до збільшить тривалість вегетаційного періоду відповідно на 8 та 27 днів.

Початок активної вегетації сільськогосподарських культур, тобто стійкий перехід температури повітря через 10 °С, майже не зміниться для першого періоду. У другий період стійкий перехід температури повітря через 10 °С наставатиме раніше на 5 днів (11 квітня). Восени припинення активної вегетації (перехід через 10 °С) буде відбуватися на 17 – 20 днів пізніше (19 – 22 жовтня). В зв'язку з цим очікується збільшення вегетаційного періоду до 188–194 днів порівняно з базовим (169 днів).

Терміни переходу температури повітря через 15 °С навесні зміняться незначно, а восени в перший період цей перехід очікуватиметься на 9 днів пізніше від базового, що відповідно спричинить збільшення цього періоду до 136 днів. Для другого періоду очікується більш пізній перехід температури через 15 °С восени (28 вересня проти базового терміну – 14 вересня), що відповідно збільшить тривалість періоду з цими температурами до 140 днів.

Основними показниками забезпеченості рослин теплом є суми температур за різні періоди вегетації. За сумами температур вище 0 °С можна оцінювати характер весни, вище 5 °С – теплові ресурси вегетаційного періоду холодостійких культур, вище 10 °С – забезпеченість теплом активної вегетації теплолюбних культур, вище 15 °С – дуже теплолюбних культур.

Суми температур за відповідні періоди залежать від тривалості періоду і термічного режиму в ці періоди. Так, і в період 2012 – 2030 рр. і в період 2031 - 2050рр. очікуються збільшення сум температур, але особливо значним це збільшення буде з 2031 по 2050 рр.

Так, для періоду з 2011 по 2030 рр. суми температур вище 5 °С збільшаться на 177 °С, значно більшим буде зростання сум температур вище 10 °С. Для другого періоду суми температур вище 5, 10 °С зростуть на 375 – 380 °С відповідно. Також у другий період (2032 – 2050 рр.) значно зросте сума температур вище 15 °С.

За кліматичним сценарієм в період 2011 – 2030 рр. середня температура січня підвищиться на 0,7 °С, а середня температура липня майже не зміниться. У другий період відбудеться суттєве підвищення температури січня (на 3,2 °С) і значно менше підвищиться температура липня (0,9 °С). Зменшення річної амплітуди у другому періоді до 22,4 °С (проти 26,7 °С у базовий період) значно зменшить континентальність клімату.

Потепління клімату змінить режим настання весняних та осінніх заморозків. Дата останнього заморозку навесні на висоті 2 м буде спостерігатись на 10 днів (у перший період) і на 18 днів (у другий період) раніше в порівнянні з базовим. Меншою буде зміна термінів настання останнього заморозку на поверхні ґрунту. Вони будуть спостерігатись на 2–5 днів раніше.

Таблиця 1 - А) -Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0, 5, 10 ,15 °С та тривалість періодів з цими температурами

Період	Дати переходу температури повітря через межі								Кількість днів з температурою повітря рівною і вище			
	Навесні				восени							
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	15 °С	10 °С	5 °С	0 °С	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С
1970-2010	11.III	28.III	16.IV	10.V	14.IX	2.X	26.X	26.XI	259	212	169	127
2011-2030	4.III	31.III	14.IV	10.V	23.IX	19.X	6.XI	9.XII	280	220	188	136
Різниця	-7	+3	-2	0	+9	+17	+10	+13	+21	+8	+19	+9
2031-2050	24.II	19.III	11.IV	11.V	28.IX	22.X	13.XI	14.XII	293	239	194	140
Різниця	-15	-9	-5	+1	+14	+20	+17	+18	+34	+27	+25	+13

Б) - Комплексні характеристики температурного режиму

Період	Сума активних температур вище				Температура повітря, °С			Дата останнього заморозку весною		Дата першого заморозку восени		Тривалість без-заморозкового періоду	
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	січень	липень	амплітуда	на висоті 2м	на поверхні ґрунту	на висоті 2 м	на поверхні ґрунту	у повітрі	на поверхні ґрунту
1970-2010	3546	3441	3113	2612	-4,6	22,1	26,7	28.IV	9.V	5.X	29.IX	159	143
2011-2030	3766	3618	3382	2635	-3,9	22,0	25,9	18.IV	7.V	16.X	5.X	181	151
Різниця	+220	+177	+269	+23	+0,7	-0,1	-0,8	-10	-2	+11	+6	+22	+8
2031-2050	3966	3816	3494	2872	-1,4	23,0	22,4	10.IV	4.V	17.X	8.X	190	157
Різниця	+320	+375	+381	+260	+3,2	+0,9	-4,3	-18	-5	+12	+9	+31	+14

Відбудеться також зміщення дати першого заморозку восени, відповідно на 10–12 днів на висоті 2 м та на 6–9 днів на поверхні ґрунту. Відповідно зі зміщенням дат настання останнього весняного та першого осіннього заморозків значно зміниться тривалість беззаморозкового періоду у повітрі на висоті 2 м для першого періоду на 22 дні, для другого – на 31 день. Також на 8–14 днів збільшиться тривалість беззаморозкового періоду на поверхні ґрунту.

Опади є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів.

Для характеристики умов зволоження розглядалися такі показники:

- сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;
- сума опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С;
- сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування;
- коефіцієнт зволоження – гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК) за період травень – серпень.

У відповідності до кліматичного сценарію у режимі опадів відбудуться суттєві зміни. Річна кількість опадів збільшиться в період 2011–2030 рр. на 17 % (до 587 мм), а в період 2031–2050 рр. – на 14 % (до 569 мм) порівняно з кількістю опадів базового періоду (500 мм) (табл. 2).. Але це збільшення нерівномірно розподілиться за порами року. Майже у 1,5 раз зросте кількість опадів у зимовий період. У перший період на 46 %, у другий – на 50 %. Дещо менше але також суттєво очікується збільшення опадів навесні: у перший період на 12 %, у другий - на 30 %. Влітку у перший період очікується незначне (до 3 %) збільшення опадів і зменшення кількості опадів на 9 % у другий період. Восени кількість опадів у перший період збільшиться на 14 %, а у другий – трохи зменшиться (на 5 %).

Таблиця 2- Режим зволоження Луганського регіону

Період	Кількість опадів за періоди, мм						Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Дефіцит випаровування	
	з температу-рою повітря вище		зима	весна	літо	осінь				Рік
	5 °С	10 °С								
1970 – 2010	320	276	110	110	166	114	500	572	927	355
2011 – 2030	342	300	161	123	172	131	587	602	928	326
Зміна,%	+7	+9	+46	+12	+3	+14	+17	+5	0	–8
2031 – 2050	346	294	166	142	152	109	569	612	955	343
Зміна,%	+8	+6	+50	+30	–9	–5	+14	+7	+3	–3

За рахунок такого часового перерозподілу опадів за період з температурою вище 5 °С кількість опадів для першого та другого періодів збільшиться до 342 – 346 мм порівняно з 320 мм в базовий період, тобто зросте на 7 – 8 %. В період активної вегетації (період з температурами повітря вище 10 °С) кількість опадів для першого та другого періодів також зросте до 294 – 300 мм.

Випаровуваність майже не зміниться в обидва періоди у порівнянні з базовим. Збільшення сумарного випаровування становитиме 5 – 7 %, і за рахунок цього

зменшиться річний дефіцит випаровування до 326 мм у перший період і до 343 мм у другий період порівняно з базовим.

Характеристику посушливості вегетаційного періоду надає гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова. Значення ГТК в період 2011-2030 рр. у травні дещо збільшиться (з 0,90 до 0,94), в червні збільшиться трохи більше (до 1,20), зменшиться суттєво в липні та серпні (до 0,74 – 0,75). За величиною ГТК липень та серпень місяці можна віднести до періодів з помірною засухою. Для періоду 2031 – 2050 рр. характерним буде досить високий рівень ГТК у травні (1,25), деяке зменшення його у червні (1,15). Період липень – серпень зі значеннями ГТК 0,59–0,61 оцінюється як період з суворою посухою.

Агрокліматична характеристика умов вегетації озимої пшениці. Осіння вегетація озимої пшениці буде відбуватися в дещо пізніші терміни. Сівба буде проходити у третій декаді вересня, що порівняно з базовим пізніше на 11 та на 13 днів. Відповідно змістяться і терміни появи сходів. Припинення вегетації (при стійкому переході температури повітря через 3 °С) також буде відбуватися пізніше відповідно на 14 і 16 днів, в третій декаді листопада. При таких термінах сівби осіння вегетація озимої пшениці буде відбуватися у період 2011 – 2030 рр при дещо зниженому (на 0,4°С) температурному режимі порівняно з базовим періодом, а у період 2031 – 2050рр. температура повітря буде знаходитись практично на рівні базового. Сума активних температур вище 3 °С за ці періоди буде складати 603 і 607 °С, що дозволить сформувати оптимальну куцистість (3 – 6 пагонів на одну рослину). Розрахунки показують, що при збереженні традиційних термінів сівби на рівні базових (9 вересня) і не врахуванні змін температурного режиму восени суми температур за період сівба – припинення вегетації становитимуть у перший період 788 °С, а у другий -840 °С, що призведе до формування перерослих посівів. Зимостійкість таких посівів озимої пшениці буде знижуватись внаслідок інтенсивного росту рослин восени і зрештою цього приведе до зниження урожаю на 15–20 %.

У зимовий період сума від'ємних температур як характеристика ступеня суворості зими значно зменшиться порівняно з базовим періодом: до –241°С у перший період і до –88°С у другий період, що відповідно на 101 та 254°С менше від базового (-342°С). Середня температура найбільш холодної декади підвищиться у перший період на 0,9°С, а у другий період на 3,3 °С.

Мінімальна температура на глибині залягання вузла куциння значно підвищиться: до –2,7 °С в період 20-11-2-30 рр. і до –0,7 °С у період 2031 – 2050 рр.

Кількість опадів за період перезимівлі у I-й період збільшиться на 24 %, у другий період – на 16 %.

При відсутності інших причин пошкодження, зимівля озимих культур буде проходити добре. Середній відсоток загибелі рослин озимої пшениці буде становити не більше 3–6 %.

Початок відновлення вегетації озимої пшениці зміститься на дещо раніші строки (табл. 3). У весняно-літній період вегетації озима пшениця в період від відновлення вегетації до колосіння відбуватиметься на фоні знижених температур повітря (на 0,4 –1,3 °С). Для міжфазного періоду колосіння – воскова стиглість температурний режим у перший період практично не зміниться, а у другий період температура повітря знизиться на 0,6 °С.

В період відновлення вегетації – колосіння кількість опадів в перший період збільшиться на 10 % в порівнянні з базовим періодом. Для другого періоду буде характерним суттєве збільшення кількості опадів за період відновлення вегетації – колосіння. В період колосіння – воскова стиглість для обох періодів кількість опадів залишиться практично на рівні значень базового періоду.

Випаровуваність за весняно-літній період вегетації майже не збільшиться. Дещо зросте величина сумарного випаровування (табл. 4).

Таблиця 3 – Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в весняно-літній період

Період	Період відновлення вегетації – колосіння			Період колосіння – воскова стиглість			Період відновлення вегетації – воскова стиглість		
	Середня температура, °С	Сума температур, °С	сума опадів, мм	Середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
1970-2010	11,3	734	80	19,7	708	80	14,3	1442	160
2011-2030	10,9	740	88	19,8	711	80	14,0	1451	168
Різниця	-0,4	+6	+10 %	+0,1	+3	0	-0,3	+9	+5 %
2031-2050	10,0	732	112	19,1	708	80	13,1	1440	192
Різниця	-1,3	-2	+40 %	-0,6	0	0	-1,2	-2	+20 %

Збільшаться витрати вологи на транспірацію: в базовий період вони склали 113 мм, а очікуватимуться в I-й період – 149 мм, у II-й – 145 мм. Зросте вологозабезпеченість міжфазних періодів: відновлення вегетації – колосіння та колосіння – воскова стиглість. Показник зволоження ГТК збільшиться від 0,96 відповідно до 1,04 та 1,19.

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці привела до зміни показників фотосинтетичної продуктивності.

Площа листової поверхні (рис. 1) наростала від початку вегетації до 6 – 7-ої декад, тобто до настання фенологічних фаз колосіння – цвітіння.

У період 2011 – 2030 рр. найбільш інтенсивне зростання площі асимілюючої поверхні (рис.1а) відбуватиметься в 3 – 5-у декади, коли збільшення за рахунок тільки зміни кліматичних умов становило до 0,7 – 0,8 м²/м² за декаду

При зростанні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 470 ppm наростання площі листової поверхні відбуватиметься швидшими темпами, а внесення азотних добрив в дозі 75 кг (д.р.)/га призведе до збільшення темпу наростання площі листя до 1,7 – 1,9 м²/м² за декаду в період максимального росту. При внесенні азотних добрив в дозі 125 кг (д.р.)/га максимальна площа листя досягатиме 3,34 м²/м². Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 37 – 46 % в порівнянні з базовим періодом.

Для періоду 2031 – 2050 рр. також буде характерним швидке формування асимілюючої поверхні посівів (рис.1б), але в порівнянні з базовим періодом, воно буде відбуватись з деяким запізненням. Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm, особливо при внесенні азотних добрив, призведе до стрімкого наростання площі листя, яке в період максимальних значень досягне 3,42 м²/м².

Збільшення фотосинтетичного потенціалу при внесенні добрив становитиме 45 – 54 % в порівнянні з базовим періодом (табл. 5).

Інтенсивність фотосинтезу буде підвищуватись з початку вегетації до 5 – 6-ої декад, потім поступово буде знижуватись.

Таблиця 4 - Характеристика водного режиму вегетаційного періоду озимої пшениці

Період	Сумарна за вегетацію, мм					Середній ГТК	Вологозабезпеченість за період, %		
	Випаровуваність	Випаровування	Транспірація	Випаровування з поверхні ґрунту	Дефіцит випаровування		Відновлення вегетації	Колосіння – воскова стиглість	весь період
1970 – 2010	389	269	113	157	120	0,96	72,7	66,6	70,2
2011 – 2030	384	284	149	135	100	1,04	79,4	71,0	76,5
Різниця	-1 %	+6 %	+32%	-14%	-17%	+0,8	+6,7	+4,4	+6,3
2031 – 2050	390	290	145	144	100	1,19	79,0	73,2	76,4
Різниця	0	+8 %	+28%	-8%	-17%	+0,13	+6,3	+6,6	+6,2

У період 2011 – 2030 рр. за рахунок зміни кліматичних умов відбудеться підвищення фотосинтезу на 0,4 – 0,9 мг CO₂/дм²·год. За умов збільшення CO₂ різниця в інтенсивності фотосинтезу збільшиться до 0,7–1,4 мг CO₂/дм²·год., а внесення добрив підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу посівів на 1,0–2,4 мгCO₂/дм²·год.

Як видно з даних табл. 5, зміна кліматичних умов, збільшення вмісту CO₂ та внесення добрив призведе до підвищення інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 10,2 до 12,3 мг CO₂/дм²·год.

Запізнення формування площі листової поверхні у період 2031 -2050 рр. зумовить більш низькі рівні інтенсивності фотосинтезу від початку вегетації до колосіння – цвітіння порівняно з базовим періодом. В умовах збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ррт, підвищиться рівень інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 10,2 до 10,5 мг CO₂/дм²·год., а при внесенні добрив – до 10,9 – 11,1 мг CO₂/дм²·год.

Такий хід зростання площі асимілюючої поверхні та інтенсивності фотосинтезу зумовив і відповідний рівень динаміки загальної сухої біомаси посівів озимої пшениці (рис. 2).

При кліматичних умовах першого періоду накопичення загальної біомаси йтиме досить швидкими темпами (рис.2а). Найбільш високі прирости загальної біомаси будуть спостерігатися в 7 – 8 декади вегетації. За рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від 13,7 до 15,8 г/м² за день (на 15 %). З врахуванням зміни вмісту CO₂ в атмосфері до 470 ррт це зростання буде ще більшим (на 31%).

Найбільш високі прирости загальної біомаси будуть спостерігатися в 7 – 8 декади вегетації. За рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від 13,7 до 15,8 г/м² за день (на 15 %). З врахуванням зміни вмісту CO₂ в атмосфері до 470ррт це зростання буде ще більшим (на 31%).

Внесення добрив збільшить максимальні прирости біомаси до 20,7 – 22,2 г/м² за добу (табл. 5). Вони сягатимуть 151 – 162 % в порівнянні з базовим періодом.

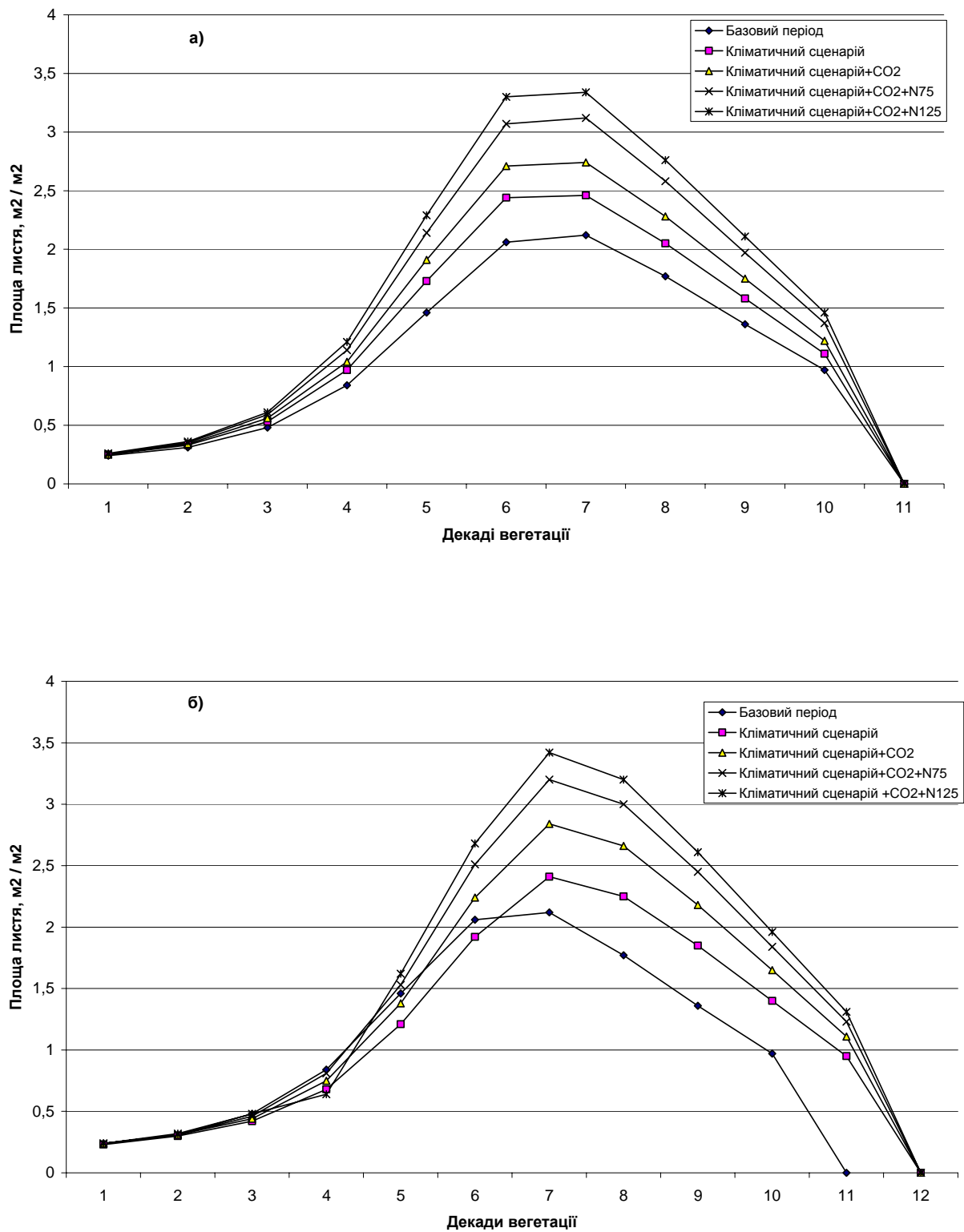


Рис. 1 – Динаміка відносної площі листкової поверхні озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а) і на 2031 – 2050 рр. (б)

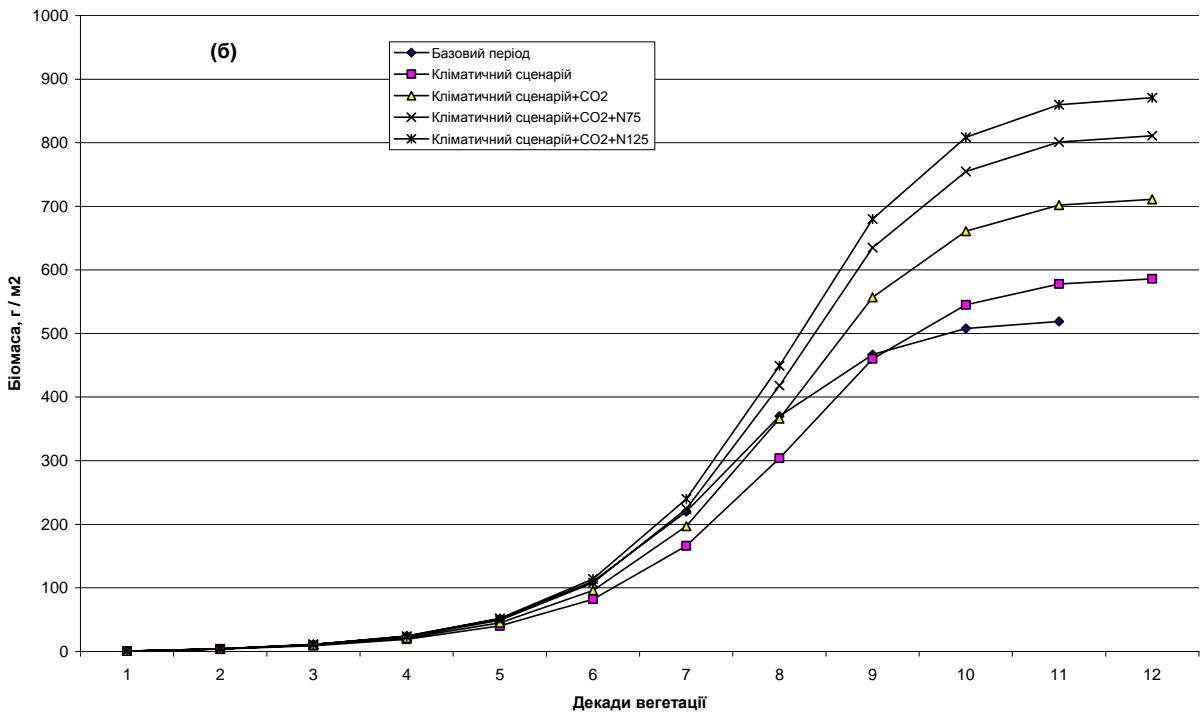
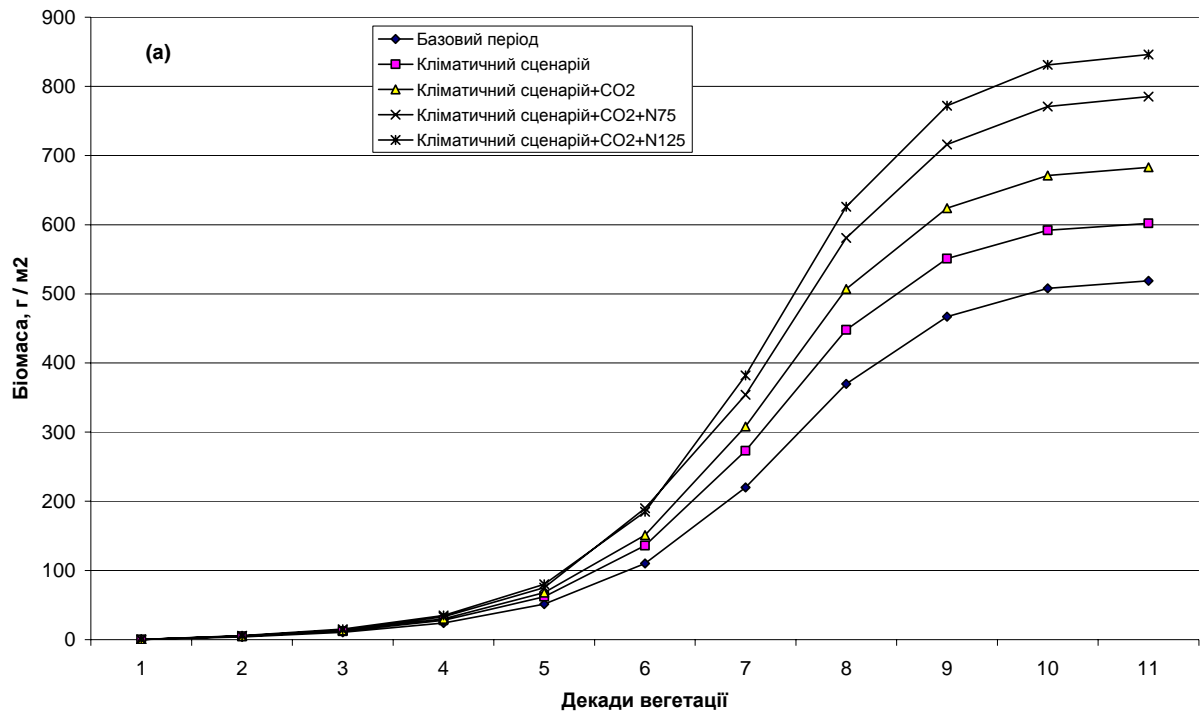


Рис. 2 – Динаміка загальної сухої біомаси озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Таблиця 5 - Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці

Період	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів м ² /м ² за вегетаційний період	Урожай, ц/га
		площа листкової поверхні, м ² /м ²	Приріст загальної сухої біомаси, г/м ² за день		
1970-2010	Базовий	2,12	13,7	123,66	27,5
2011-2030	Клімат	2,46	15,8	137,21	29,9
	Клімат + CO ₂	2,74	18,0	151,0	34,1
	Клімат + CO ₂ + N ₇₅	3,11	20,7	169,06	39,2
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₅	3,34	22,2	180,6	42,2
2031–2050	Клімат	2,41	13,9	138,75	30,2
	Клімат + CO ₂	2,84	17,0	160,97	36,9
	Клімат + CO ₂ + N ₇₅	3,20	19,4	179,11	42,1
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₅	3,42	20,9	190,32	45,2

Зміна кліматичних умов у період 2031 – 2050 рр. суттєво не позначиться на збільшенні приростів біомаси порівняно з базовим періодом (рис.26). Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm збільшить рівень приростів загальної біомаси особливо в декади перед колосінням-цвітінням. Прирости збільшаться з 13,7 до 17,0г/м² за добу (на 24 %). При внесенні добрив максимальний приріст загальної біомаси досягатиме 19,4 – 20,9 г/м² за добу (на 42 – 53 %).

Зростання рівня показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці в умовах зміни клімату зумовить і збільшення урожаю зерна (табл. 5, рис. 3), особливо при внесенні добрив.

У перший період урожай зерна зростає з 27,5 до 29,9 ц/га (на 8,7 %). Підвищення концентрації CO₂ в атмосфері зумовить зростання рівня урожаю зерна на 24 %. Внесення добрив в дозі N₇₅ (75 кг (д.р.)/га) підвищить цей ефект зростання урожаю на 42 %, а внесення дози N₁₂₅ (125 кг(д.р.)/га) дозволить отримати урожай зерна на 53 % вищий в порівнянні з базовим періодом.

Для періоду 2031 – 2050 рр. за рахунок тільки зміни кліматичних умов буде також характерним збільшення урожаю зерна до 30,2 ц/га (на 10 %).

При збільшенні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 520 ppm відбудеться збільшення урожаю зерна до 36,9 ц/га (на 34 %). У цей період внесення добрив на фоні зміни кліматичних умов та суттєвого збільшення вмісту CO₂ в атмосфері дасть ще більший ефект, ніж у першому періоді. В залежності від дози внесених добрив (N₇₅ і N₁₂₅) урожай зерна складатиме при внесенні добрив в дозі N₇₅ – 42,1 ц/га, а при дозі N₁₂₅ – 45,2 ц/га, що відповідно на 42 та 45 % вище в порівнянні з базовим періодом.

Висновки. Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в Луганському регіоні загалом є досить сприятливими, але зміна клімату зумовить зміни агрокліматичних умов її вегетації, що спричинить необхідність адаптації до цих змін. Терміни осінньої сівби повинні проводитись пізніше на 10 – 15 днів. Зміна умов перезимівлі потребуватиме впровадження або створення нових сортів озимої пшениці, які характеризуються меншим (на 50–70 днів) спокоем при зимівлі та здатністю продовжувати вегетацію при знижених температурах.

Збільшення кількості опадів в зимовий та ранньовесняний періоди, а також пом'якшення температурного режиму, який зумовлює талий або слабко промерзлий

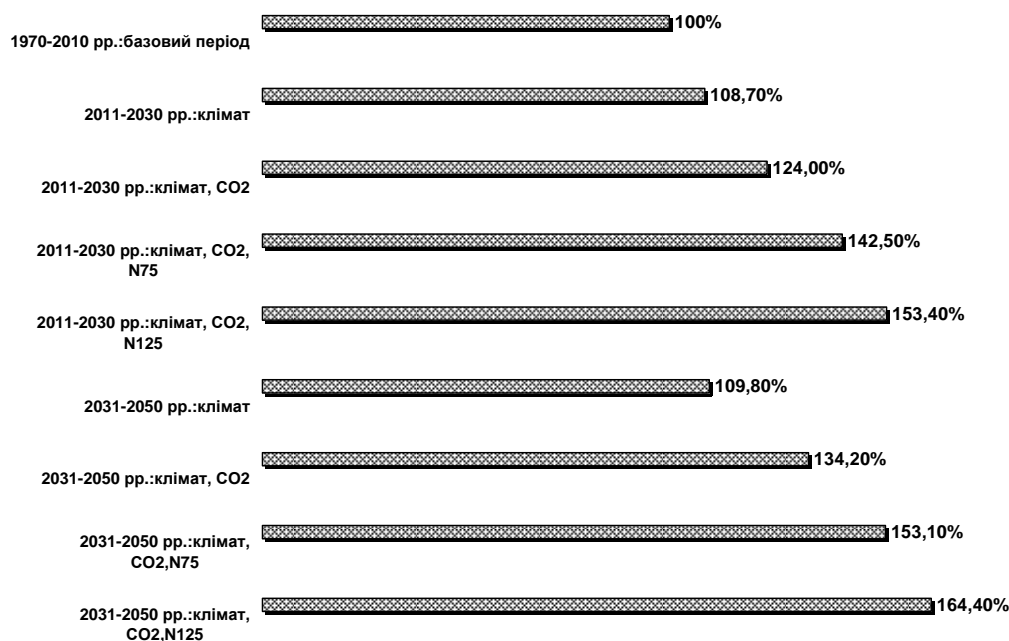


Рис. 3 – Зміна урожайності озимої пшениці в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями на 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр.

стан ґрунту, створить унікальні умови для накопичення вологи в ґрунті до початку весняних польових робіт.

При цьому значно покращаться агрометеорологічні умови вегетації культури, особливо в період сівба-колосіння.

Список літератури

1. Польовий А.М. Моделирование продуктивности агроэкосистем. // Вісник Одеського державного екологічного університету. - 2005. – Вип. 1. – С. 79-86.
2. Полевой А.Н.. Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа C3 и C4 при изменении концентрации CO₂ в атмосфере. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.: ИГКЭ. – т. 23. - 2010. - С. 297-315.
3. Naki ćenovi ć, N., and R. Swart (eds.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.

Оценка влияния изменений климата на агроклиматические ресурсы и продуктивность озимой пшеницы в Луганском регионе. Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А., Боровская Г.А.

Рассматривается оценка изменений агроклиматических ресурсов Луганского региона в 2011 – 2030 гг. и в 2031 – 2050 гг в связи с изменениями климата в сравнении с базовым периодом 1970 – 2010 гг. С помощью моделей продукционного процесса растений дана оценка фотосинтетической продуктивности и колебаний урожайности зерна озимой пшеницы в условиях изменения климата.

Ключевые слова: климат, температура воздуха, осадки, озимая пшеница, фотосинтез, биомасса, продуктивность, урожай.

Estimation of influence of change of climate on macroclimatic recourse and productivity of winter wheat in Lugansk Region. Polevoy A., Bozko L., Dronova E., Borovskaya G.

The estimation of change climatic recourse of the Lugansk region was examined in 2011-2030 and 2031-2050 years in connection with the changes of climate in compression by base period 1970-2010 years. Using models was assessed photosynthesis production and vibrations of the productivity of winter wheat in the conditions of change of climate.

Key words: climate, temperature, of air, ,fallouts, winter wheat, photosynthesis, biomass, productivity, harvest.

ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПЕРЕЗИМОВКУ ВИНОГРАДА В ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

Проведен анализ динамики и тренда гибели глазков винограда как основного биологического показателя перезимовки винограда и агрометеорологических условий в осенне-зимний период за 1962-2005 годы в Одесской области. Выявлены особенности агрометеорологических условий в этот период отдельно за 1962-1990, 1991-2005 и в целом за 1962-2005 годы. Определена степень влияния этих показателей на условия перезимовки винограда в разрезе указанных периодов.

***Ключевые слова:** процент гибели глазков, агрометеорологические условия, осеннее закаливание, перезимовка винограда.*

Введение. Влияние погодно-климатических условий на эффективность сельскохозяйственного производства не вызывает сомнения. Вполне очевидно и усиление этого влияния на такие отрасли сельского хозяйства как виноградарство и плодоводство, размещение которых без детального изучения пространственно-временной изменчивости агроклиматических условий часто оборачивается значительным материальным ущербом. Отмечаемое в последние десятилетия изменение климата и агроклиматических ресурсов в наибольшей степени прослеживается в разрезе зимнего и переходных периодов. И хотя в настоящее время ощутимых изменений в состоянии фито- и агроценозов не наблюдается, что можно объяснить определенной инерционностью биологических систем, однако уже в ближайшие годы следует ожидать изменения реакций (отклика) агроценозов, особенно многолетних и зимующих. Они, вероятно, будут выражены изменением темпов развития и продуктивности, неоднозначными как по величине, так и по знаку. В связи с этим повышается актуальность исследований, посвященных выявлению тенденции возможной реакции агроценозов.

Вопросам оценки агрометеорологических условий перезимовки озимых и многолетних культур издавна уделялось значительное внимание [1, 3, 5, 6, 8]. Применительно к винограду такие оценки особенно важны в условиях Северного Причерноморья, где проходит северная граница промышленного виноградарства. В 50-80-е годы прошлого столетия выполнены фундаментальные исследования, направленных на решение задачи агрометеорологической и агроклиматической оценки условий перезимовки винограда на территории бывшего СССР вообще и Северного Причерноморья [1, 4]. Практическим завершением работ стала разработка биологических и агроклиматических показателей, позволяющих определить степень благоприятности условий зимнего периода на конкретных территориях для винограда. К таким показателям отнесены средний из абсолютных минимумов температуры воздуха и минимальная температура холодного периода, а также высота снежного покрова. Академик Давитая Ф.Ф. [1] предложил эти показатели применять для агроклиматического районирования территорий применительно к виноградарству. Из биологических показателей предложены длина вызревшего побега как биологический показатель подготовленности растения к зимнему периоду и процент гибели глазков – как биологический показатель перезимовки растения.

Согласно данным И.Н.Кондо и М.В.Черноморец [2, 7] на степень подготовленности растений к периоду зимнего покоя большое влияние имеет закаливание растений, оптимальные условия которого наблюдаются при постепенном снижении температур осенью. Ими установлено, что для вызревания лозы и

накопления в ней пластических веществ, которые обуславливают морозостойкость растения, оптимальными являются безоблачная погода с дневными и ночными температурами в сентябре и октябре на уровне 18-20 и 10-16 °С соответственно. В октябре возможны заморозки слабой интенсивности (до -1.0, 1.5 °С). Высокие (выше 25 °С) дневные температуры, а также ранние осенние заморозки интенсивностью до -6, -7 °С в период с незавершенной вегетацией, могут вызвать повреждение не только листьев и гроздей, но и спящих почек. На условия закалки также отрицательно влияет резкое снижение средних температур до -8 – -10 °С в ноябре. Т.И Турманидзе [7] установлены оптимальные значения длины вызревшей лозы для разных по рослости сортов.

На формирование конечной продуктивности винограда как многолетней культуры наряду с агрометеорологическими условиями вегетационного периода оказывают влияние условиями перезимовки. При этом сама перезимовка значительно зависит от агрометеорологических условий осеннего периода. Благоприятные условия в осенний период могут способствовать естественной закалке растений, что повышает устойчивость винограда к неблагоприятным условиям в зимний период. Известны случаи, когда виноградное растение переносит морозы ниже критического минимума. Однако иногда отмечается повреждение винограда при зимних температурах значительно выше критических. При этом специальные агротехнические приемы, с помощью которых возможно регулирование этих минимумов, были идентичными. Не останавливаясь на возможности изменении уровня критических температур путем применения специальных агротехнических приемов, отметим, что при прочих равных условиях, период подготовки осенью имеет доминирующее значение. Анализ специальной литературы показал, что, несмотря на общее повышение уровня минимальных температур зимой, процент гибели глазков винограда в последнее десятилетие не снижается. Целью данных исследований был анализ влияния агрометеорологических условий осенне-зимнего периода на перезимовку винограда в центральной части Одесской области.

Материалы и методы исследований. Биоэкологическим показателем, характеризующим условия перезимовки, является процент гибели глазков. Исходной информацией послужили данные ведомственного метеорологического поста ННЦ «ИВиВ им. Таирова В.Е.», агрометеорологических станций Одесса и Сарата за период с 1962 по 2005 годы. Все агрометеорологические и агроклиматические расчеты выполнены за следующие периоды: 1962-1990, 1991-2005 и 1962-2005 годы. Первый период взят как такой, за который рассчитываются климатические нормы, второй же период отражает годы максимального проявления изменения климата. В задачи исследований входило: анализ динамики и тренда основных биологических и агрометеорологических показателей, характеризующих условия осенне-зимнего периодов, их статистическая оценка и определение степени влияния этих показателей на условия перезимовки винограда в Одесской области в разрезе указанных периодов. Основные расчеты выполнены с применением методов статистического и корреляционно-регрессионного анализа с использованием типовых программ MNC и MICROSTAT.

Результаты исследований и их анализ. В результате выполненного анализа выявлено, что за период с 1962 по 2005 годы на территории ННЦ «ИВиВ им. Таирова В.Е.» процент гибели глазков винограда изменялся от 2 до 93 % (рис.1). При этом отмечено увеличение гибели глазков до 80-95 % каждые 8-10 лет. Так в период с 1962 по 1978 год значительное повреждение винограда наблюдалось в 1963, 1967, 1968, 1972 и 1976 годы, когда гибель глазков достигала соответственно 80, 57, 58, 93 и 59 %.

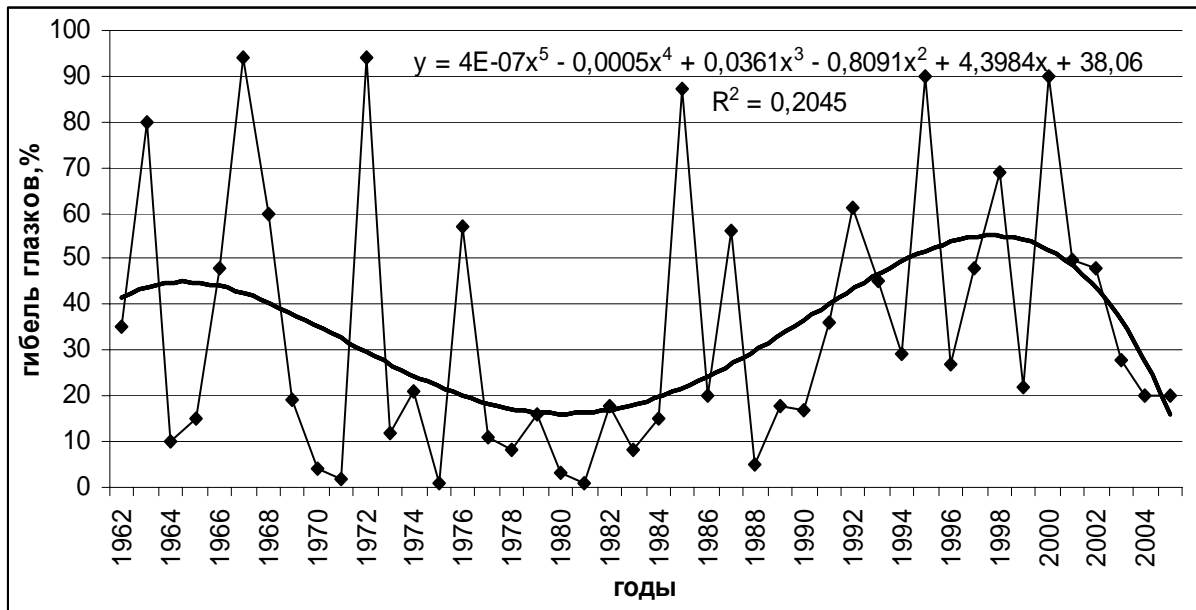


Рис.1 – Динамика и тренд процента гибели глазков винограда в Одесской области. Годы – 1 – 1962-й, 2 – 1963-й и т.д. до 2005 года.

С 1977 по 1990 год гибель глазков превышала 50% в 1977 (88%), 1985 (85 %) и 1987 (56 %) годах. В период же с 1990 по 2005 год, несмотря на значительное повышение зимних температур в этот период, таких случаев было 7 – в 1992, 1994, 1995, 1998, 2000, 2001 и 2002 годы. Гибель глазков достигала соответственно 62, 60, 90, 70, 92, 52 и 50%. Тренд, рассчитанный по методу наименьших квадратов, имеет вид обернутой параболы и свидетельствует о снижении процента гибели почек винограда в период с 1962 по 1975 годы. С 1976 по 1988 годы отмечается наименьшая гибель глазков. В последующие годы отмечается увеличение гибели глазков по тренду.

С целью детального анализа агрометеорологических условий осенне-зимнего периода нами проведена выборка и выполнены расчеты различных агрометеорологических показателей, всего 69. Отсеивание неинформативных и малоинформативных показателей проведено на основании значений парных коэффициентов корреляции между гибелью глазков винограда и указанными показателями. Этот прием позволил включить в дальнейший статистический и корреляционно-регрессионный анализ наиболее информативных 15 агрометеорологических показателей, характеризующихся наибольшей связью с гибелью глазков винограда. К ним относятся: даты перехода температуры воздуха осенью через 10, 5 и 0 °C (D_{10} , D_5 , D_0), даты последнего осеннего заморозка (D_z), интенсивность последнего заморозка в воздухе (I_v) и на поверхности почвы (I_{nn}), количество ясных дней в октябре (K_x) и ноябре (K_{x_1}), минимальная температура холодного периода ($T_{мин}$), средний из абсолютных минимумов температуры воздуха ($T_{абс.мин.}$), продолжительность холодного периода (со средней суточной температурой ниже 0 °C (N)), максимальная высота снежного покрова в январе (H_1) и феврале (H_2), глубина промерзания почвы в январе (h_1).

Анализ динамики и тренда дат перехода температуры воздуха через 10, 5 и 0 °C осенью показал отмечающийся в последний рассматриваемый период их сдвиг на более ранние сроки (рис.2). Наблюдается также и уменьшение осенью продолжительности периода с температурами в диапазоне значений 10-5 и 5-0 °C. Выявлено и снижение

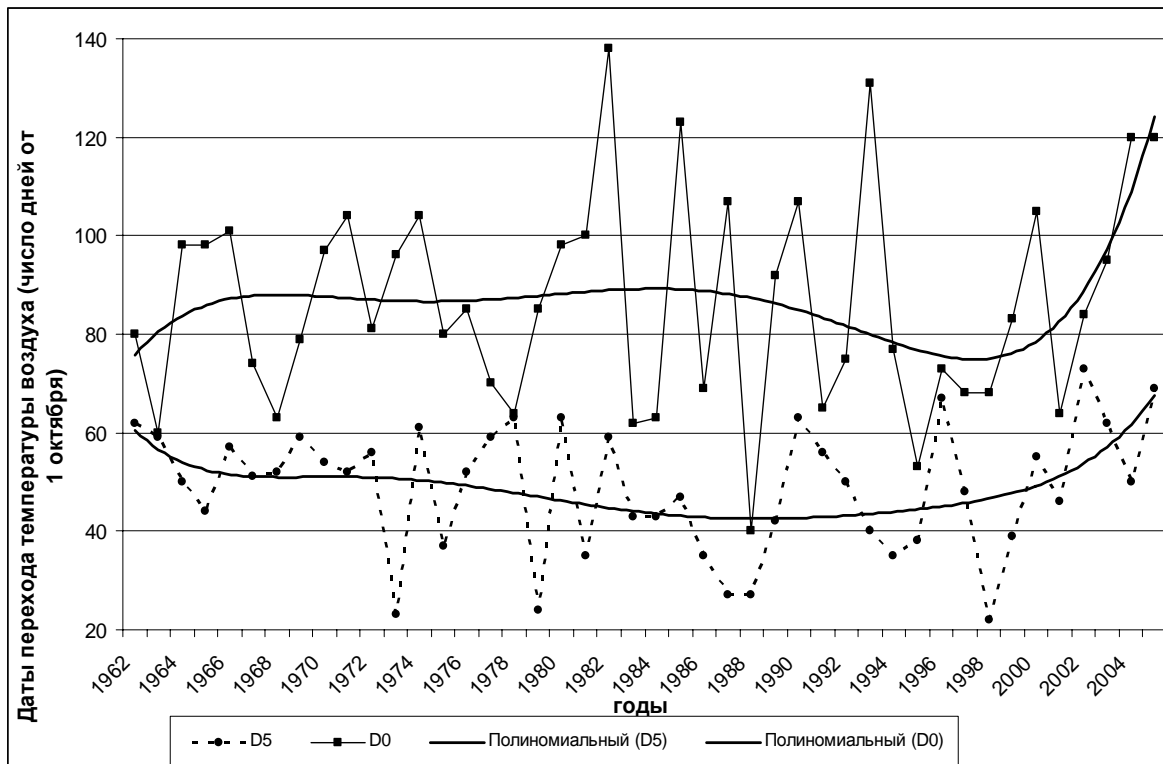


Рис. 2 – Динамика и тренд агрометеорологических показателей осенней заделки винограда: дат перехода температуры воздуха через 5 (D_5) и 0 (D_0)°C осенью в Одесской области

числа ясных дней в октябре. Статистический анализ величин агрометеорологических показателей осеннего периода, проведенный по данным отдельно за 1962 -1990 и 1991-2005 годы, также свидетельствует об изменении дат перехода температуры воздуха через указанные пределы. Причем, если по средним за периоды датам различия не превышают соответственно 1-2 дня, то в отдельные годы они достигают 10-22 дней (табл.1). По датам перехода температуры воздуха через 0 °C различия, даже их средних значений, достигают 11 дней, а коэффициент вариации этих дат изменяется от 90 % в период с 1962 по 1990 годы до 190% - в период с 1991 по 2005 год. Даты же первых осенних заморозков, при почти неизменной их интенсивности, сдвигаются на более поздние сроки. Число ясных дней в сентябре и октябре уменьшается. Полученные результаты свидетельствуют об ухудшении условий осеннего периода для заделки виноградного растения, недостаточное накопление пластических веществ в лозе и, как следствие, плохое вызревание лозы. То есть, в последний 15-летний период виноград в зиму часто уходит с низкой морозостойчивостью.

Анализ динамики и тренда различных агрометеорологических показателей зимнего периода также выявил особенности их изменения в указанные периоды. Отмечается повышение в последние 15 лет значений таких показателей как абсолютный минимум и средней минимальной температуры за холодный период, уменьшение высоты снежного покрова (рис.3). Если в период с 1962 по 1990 годы средняя минимальная температура в холодный период опускалась ниже 10 °C в 10 годах, то в период с 1991 по 2005 год такое снижение наблюдалось в 1997, 1998 и 2002 годах. Абсолютный минимум температуры воздуха за год ниже 20 °C в эти периоды соответственно наблюдался в 12 и 2-х годах. Статистический анализ выявил некоторые различия, особенно экстремальных, значений 6-ти агрометеорологических показателей в разрезе

Таблица 1 – Изменчивость агроклиматических показателей в осенний период в Одесской области

Показатели	Статистические характеристики					
	$X_{cp.}$	$X_{max.}$	$X_{min.}$	A_x	σ	C_v
D ₁₀ , даты	21 x	9 x1	25 1x	45	12.4	0.6
	22 x	4 x1	16 x	19	5.3	0.2
D ₅ , даты	17x1	2 x11	23 x	40	12.6	0.7
	15x1	25 x1	4 x1	21	5.5	0.4
D ₀ , даты	27 x11	15 x11	9 x1	37	23.5	0.9
	16 x11	8 11	13 x1	86	30.3	1.9
Dz, даты	21 x	15 x1	29 1x	48	13.0	0.6
	30 x	10 x1	14 x	27	8.4	0.3
Iv, °C	-1.5	0.0	-4.0	4.0	1.2	0.8
	-1.7	0.0	-3.6	3.6	1.2	0.7
I _{nn} , °C	-1.1	0.0	-7.0	7.0	1.5	1.4
	-1.3	0.0	-4.5	4.5	1.2	0.9
Kx, дни	5.8	17	1	16	3.4	0.6
	4.3	9	2	7	2.4	0.6
Kx ₁ , дни	2.9	9	0	9	2.6	0.9
	2.4	8	0	8	2.3	0.9

Примечание. Числитель – 1962-1990 гг., знаменатель – 1991-2005 гг.

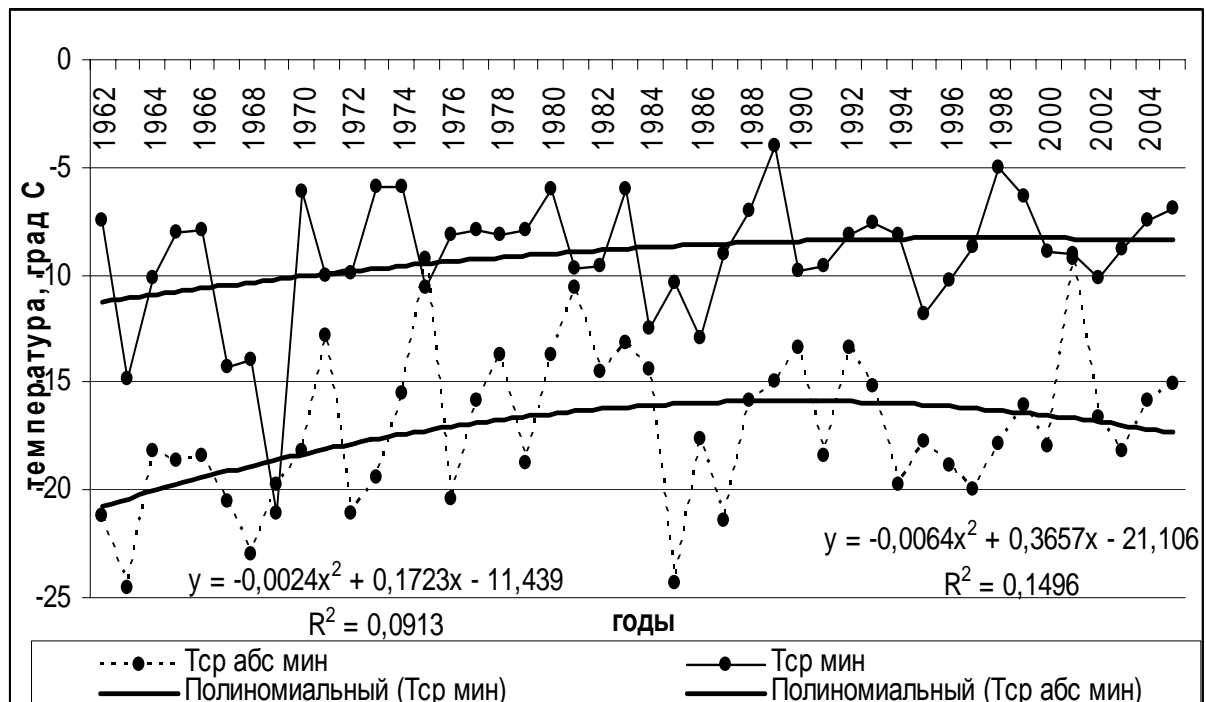


Рис. 3 – Динамика и тренд агрометеорологических показателей перезимовки в Одесской области. Тср мин – средний минимум за зиму, Табс мин – абсолютный минимум за зиму

указанных периодов. Так, например, если в период с 1962 по 1990 годы минимальное значение среднего минимума температуры за холодный период равно $-14,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в

период с 1991 по 2005 год – только $-11,8$ °С. Абсолютный же минимум за год соответственно в эти периоды составил $-24,5$ и $20,0$ °С. Максимальная высота снежного покрова в январе достигала 158 и 46 см, а в феврале – 100 и 65 см (табл.2). Отмечается снижение межгодовой изменчивости величин этих показателей. Коэффициент вариации во второй период почти по всем показателям снижался на 10 %.

Таблица 2 – Изменчивость агроклиматических показателей зимнего периода

Показатели	Статистические характеристики					
	X _{ср.}	X _{max.}	X _{min.}	A _x	σ	C _v
Тср., °С	-9.1	-4.1	-14.6	10.5	2.5	0.3
	-8.7	-5.4	-11.8	6.4	1.5	0.2
Табс.min, °С	-17.2	-9.5	-24.5	15.0	4.1	0.2
	-16.7	-10.8	-20.0	9.2	2.5	0.1
N, дни	64	108	11	97	27.2	0.4
	73	100	36	64	19.5	0.3
H ₁ , см	19.3	158.0	0.0	158.0	32.8	1.7
	18.0	46.0	0.0	46.0	13.8	0.8
H ₂ , см	26.5	100.0	0.0	100.0	31.3	1.2
	15.0	65.0	0.0	65.0	18.1	1.2
h ₁ , см	49.0	133.0	3.0	130.0	32.5	0.7
	45.7	48.0	13.0	35.0	9.0	0.2

Представляли интерес результаты анализа корреляционной зависимости между гибелью глазков винограда как биологического показателя перезимовки и комплекса агрометеорологических показателей осенне-зимнего периода. Анализ был выполнен в разрезе 3-х периодов: за 1962-1990, 1991-2005 и в целом за 1962-2005 годы. Выявлено, что в первый период наиболее высокая множественная связь отмечалась между гибелью глазков винограда и такими показателями как даты перехода температуры воздуха осенью через 5 °С, средним из абсолютных минимумов температуры воздуха, высотой снежного покрова в феврале и продолжительностью холодного периода (табл.3). Коэффициенты множественной корреляции составляли 0,70-0,76, а ошибки уравнений регрессии не превышали 18,1-18,8. В период с 1991 по 2005 год, при общем снижении значений коэффициентов множественной корреляции до 0,47-0,67, наиболее тесная связь гибели глазков отмечалась с датой перехода температуры воздуха через 0 °С, количеством ясных дней в октябре, продолжительностью холодного периода и средним из абсолютных минимумов температуры воздуха зимой. В целом за 44-летний период наиболее высокая связь гибели глазков отмечается с показателями, выявленными в период с 1962 по 1990 год. Однако значения коэффициентов множественной корреляции несколько снижаются, возрастает и ошибка уравнений. Вероятно, увеличение связи гибели глазков именно с этими показателями в этот период объясняется только величиной совокупностей. Тем не менее, прослеживается тенденция к изменению влияющих агрометеорологических условий на перезимовку.

Выводы. Выполненные исследования выявили особенности агрометеорологических условий осенью и зимой применительно к винограду в разрезе различных временных периодов. Отмечается увеличение влияния агрометеорологических условий осенью, которые определяют закаливание растений. Как показал анализ материалов исследований, в последние 15 лет наблюдается ухудшение условий закалки винограда осенью. Растения уходят в зиму со сниженной морозостойкостью. Поэтому, несмотря а относительное потепление зимнего периода, гибель глазков винограда, как показатель перезимовки, не снижается.

Таблица 3 – Показатели связи гибели глазков винограда (в процентах) и агроклиматических условий (коэффициенты множественной корреляции R и ошибки уравнений δ)

Агроклиматические показатели	Годы					
	1962-1990		1991-2005		1962-2005	
	R	δ	R	δ	R	δ
D ₅ , Тср.абс мин, Н ₂	0,75	18,1	-	-	0,59	21,8
D ₅ , N, Тср.абс.мин	0,73	18,8	-	-	0,60	21,5
D ₅ , Dz, Тср.абс.мин, Н ₂	0,76	18,2	-	-	0,64	21,2
Тср.абс.мин, Н ₂	0,74	18,7	-	-	0,59	21,7
Тср.абс.мин, N	0,70	18,1	-	-	0,61	21,4
D ₀ , Кх	-	-	0,55	21,2	-	-
D ₀ , Кх, Тср. абс. Мин	-	-	0,58	21,6	0,62	21,4
Кх, N, Н ₂	-	-	0,67	20,0	-	-
D ₀ , Iv	-	-	0,47	22,3		

Список литературы

1. Давитая Ф.Ф. Климатические зоны винограда в СССР. – М.: Пищепромиздат, 1948. – 192 с.
2. Дудник М.О., Коваль М.М., Козар І.М. та ін Виноградарство / За ред. М.О.Дудника. – К.: Урожай, 1999. – 288 с.
3. Мержаниан А.С. Виноградарство. – М.: Колос, 1967. – 464 с.
4. Мишуренко А.Г., Шерер В.А., Овчинникова Л.Ф. Зимостойкость винограда. – Киев: Урожай, 1975. – 172 с.
5. Негруль А.М. Климатические показатели для культуры винограда // Виноделие и виноградарство СССР. – 1946.- №3. – С.28-32.
6. Негруль А.М. Виноградарство. – Москва: Сельхозгиз, 1952. – 426 с.
7. Физиология винограда и основы его возделывания /Под ред. Акад. К.Стоева. Т.1 – Болгаская Академия наук, 1981. – 331 с.
8. Турманидзе Т.И. Климат и урожай винограда. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 223 с.

Вплив агрометеорологічних умов на перезимівлю винограду в Одеській області. Ляшенко Г.В.

Проведено аналіз динаміки та тренду загибелі вічок винограду як основного біологічного показника перезимівлі винограду і агрометеорологічних умов в осінньо-зимовий період за 1962-2005 роки в Одеській області. Виявлено особливості агрометеорологічних умов в цей період розділено за 1962-1990, 1991-2005 і в цілому за 1962-2005 роки. Визначено ступінь впливу цих показників на перезимівлю винограду в розрізі вказаних періодів.

Ключові слова: відсоток загибелі вічок винограду, осіннє закалювання, перезимівля винограду.

The Influence of Agrometeorological Conditions on Grape Wintering in Odessa Region.

Lyashenko G.V. The dynamics & trend for grape eyes destruction as the basic index of wintering and agrometeorological Conditions in Odessa region during autumn-winter period in 1962-2005 have been analyzed. Peculiarities of agrometeorological conditions separately in 1962-1990, 1991-2005 and in the whole period of 1962-2005 have been revealed. The level of these indices influence on the grape wintering in the mentioned periods has been determined.

Key words: Percentage of grape eyes destruction, conditions of grape hardening in autumn, conditions for grape wintering.

ВПЛИВ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ НА ПРОДУКТИВНІСТЬ КУКУРУДЗИ ПРИ ЗМІНІ КЛІМАТУ В СХІДНОМУ СТЕПУ УКРАЇНИ

За допомогою моделей продуктивного процесу рослин надана оцінка фотосинтетичної продуктивності та коливання врожайності кукурудзи на сході України. Розроблено рекомендації щодо адаптації технологій вирощування кукурудзи та поліпшення умов формування її продуктивності в умовах зміни клімату

Ключові слова: клімат, тепло забезпеченість, вологозабезпеченість, кукурудза, фотосинтез, продуктивність, урожай.

Вступ. У зв'язку з очікуваним подальшим потеплінням клімату Північної півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління зумовить значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжуватиметься підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часовим зрушенням розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням безморозного періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація ґрунтів. Разом з тим, основною особливістю потепління стане нерівномірність випадіння опадів за окремі періоди року, що призведе до збільшення посушливих явищ. Посухи нерідко співпадатимуть з суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку та зменшуючи їхню продуктивність.

Важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добиватися стійкого зростання величини і якості урожаю, підвищувати віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів [1-2].

Матеріали і методи досліджень. Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сценарій зміни клімату в Україні – А1В, найбільш вірогідний на період до 2050 року, регіональну кліматичну модель MRI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 [1,3].

Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння даних за кліматичним сценарієм та середніх багаторічних характеристик кліматичних та агрокліматичних показників за три періоди: 1970 – 2010 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. (перший сценарний період), 2031 – 2050 рр. (другий сценарний період).

Для кукурудзи на фоні зміни кліматичних умов за перший та другий періоди розглядалися такі варіанти: кліматичні умови періоду; кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ в атмосфері (для першого періоду з 380 до 470 ppm, для другого

періоду з 380 до 520ppm); кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + N₄₀; кліматичні умови періоду + збільшення CO₂ + внесення добрив в дозах N₈₀.

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів була використана модель формування продуктивності агро екосистеми, розроблена А.М.Польовим [2].

Ідентифікація моделі формування урожайності кукурудзи виконана на основі матеріалів агрометеорологічних спостережень метеорологічних станцій Луганської області та матеріалів середньої по області врожайності кукурудзи.

Результати досліджень та їх аналіз. Строки сівби кукурудзи в умовах зміни клімату змістяться на більш ранні терміни на 6 днів від базового періоду (табл.1). Відповідно до цього раніше сформуються сходи, відбудеться настання викидання волоті (на 3-6 днів) і настання воскової стиглості (на 7 днів). Загалом же тривалість вегетаційного періоду залишиться майже незмінною.

Таблиця 1 - Фази розвитку кукурудзи

Період, роки	Посів	Сходи	9-й листок	Викидання волоті	Воскова стиглість	Тривалість вегетаційного періоду
1970-2010	7.V	21.V	18.VI	16.VII	3.IX	119
2011-2030	1.V	15.V	13.VI	11.VII	27.VIII	118
Різниця	-6	-6	-5	-5	-7	-1
2031-2050	1.V	16.V	15.VI	13.VII	27.VIII	118
Різниця	-6	-5	-3	-3	-7	-1

В період від сівби до викидання волоті ріст та розвиток кукурудзи буде відбуватись у 2011-2030 рр та у 2031—2050 рр. при зниженому на 0,7 °C температурному режимі (табл. 2).

Таблиця 2 - Агрокліматичні умови вирощування кукурудзи

Період, роки	Період посів – викидання волоті			Період викидання волоті – воскова стиглість			Весь вегетаційний період		
	середня температура, °C	сума температур, °C	сума опадів, мм	середня температура, °C	сума температур, °C	сума опадів, мм	середня температура, °C	сума температур, °C	сума опадів, мм
1970-2010	19,0	1334	135	21,3	1044	72	20,0	2378	207
2011-2030	18,3	1298	132	21,1	993	76	19,4	2291	210
Різниця	-0,7	-36	-3%	-0,2	-51	+6%	-0,6	-87	+1%
2031-2050	18,3	1338	146	22,2	1000	60	19,8	2338	206
Різниця	-0,7	+4	+8%	+0,9	-44	-17%	-0,2	-40	-0

Кількість опадів в I-й період зменшиться на 3 %, а в II-й період зросте до 146 мм в порівнянні з базовим періодом (135 мм).

В період викидання волоті – воскова стиглість у I-й період температура повітря буде нижчою від базового періоду на 0,2 °С, а у II-й період вона зросте на 0,9 °С. Кількість опадів у цей міжфазний період для I-го періоду збільшиться на 6 % в порівнянні з базовим періодом, а для II-го періоду буде характерним зменшення кількості опадів на 17 % від кількості опадів базового періоду.

За період вегетації кукурудзи збільшиться випаровуваність, сумарне випаровування та транспірація (табл. 3). В період 2011-230 рр. сумарне випаровування зросте з 264 до 327 мм (на 24 %). Таким же буде збільшення сумарного випаровування і в період 2031 – 2050 рр. Витрати вологи на транспірацію зростуть з 142 мм до 179–181 мм.

Коефіцієнт зволоження ГТК в I-й період зросте з 0,90 до 1,02, а в II-й період суттєво зменшиться до 0,84.

Таблиця 3 - Характеристика водного режиму вегетаційного періоду кукурудзи

Період	Сумарні витрати за вегетацію, мм					Середній ГТК	Вологозабезпеченість за період, %		
	випаровуваність, мм	випаровування, мм	транспірація, від. од.	випаровування з поверхні ґрунту, мм	дефіцит випаровування, мм		сходи–викидання волоті	викидання волоті–воскова стиглість	весь період
1970 –2010	440	264	142	122	176	0,9	65,4	54,6	61,1
2011 –2030	514	327	181	146	187	1,02	70,9	58,1	65,8
Різниця	+17%	+24%	+28%	+20%	+6%	+0,12	+5,5	+3,5	+4,7
2031 –2050	513	326	179	147	187	0,84	70,3	55,5	66,2
Різниця	+16%	+24%	+27%	+20%	+6%	-0,06	+4,9	+0,9	+5,1

Вологозабезпеченість посівів кукурудзи буде нерівномірною протягом всього періоду вегетації. У міжфазний період сівба – викидання волоті вологозабезпеченість покращиться з 65,4 % до 70,3 – 70,9 %, в той час як у період викидання волоті – воскова стиглість вона трохи підвищиться в порівнянні з базовим періодом, але її рівень буде відносно невисоким (55,5 – 58,1 %). В цілому за вегетацію вологозабезпеченість покращиться з 61,1 % до 65,8 – 66,2%.

Під впливом зміни агрокліматичних умов вирощування кукурудзи, які розглянуто вище, відбудеться зміна показників фотосинтетичної продуктивності культури, до яких в першу чергу відноситься площа асимілюючої поверхні посівів (рис.1).

Як видно з даних рис. 1а, в період 2011 – 2030 рр. площа листової поверхні найбільш інтенсивно зростатиме в 5 – 6-ту декади вегетації, коли збільшення тільки за рахунок зміни кліматичних умов сягатиме 0,9 – 1,1 м²/м² за декаду.

Для II-го періоду рівень інтенсивності фотосинтезу на початку вегетації за рахунок зміни кліматичних умов збільшиться на 0,4 – 0,7 мг СО₂/(дм²·год) порівняно з базовим. періодом (рис. 1 б) .

Зростання вмісту СО₂ в атмосфері до 470 ppm зумовить ще більші темпи формування листової поверхні. Площа листової поверхні в період її максимального розвитку збільшиться з 3,09 до 4,07 м²/м². Це свідчить про те , що покращаться умови вегетації, на які рослини реагують в першу чергу збільшенням площі листя.

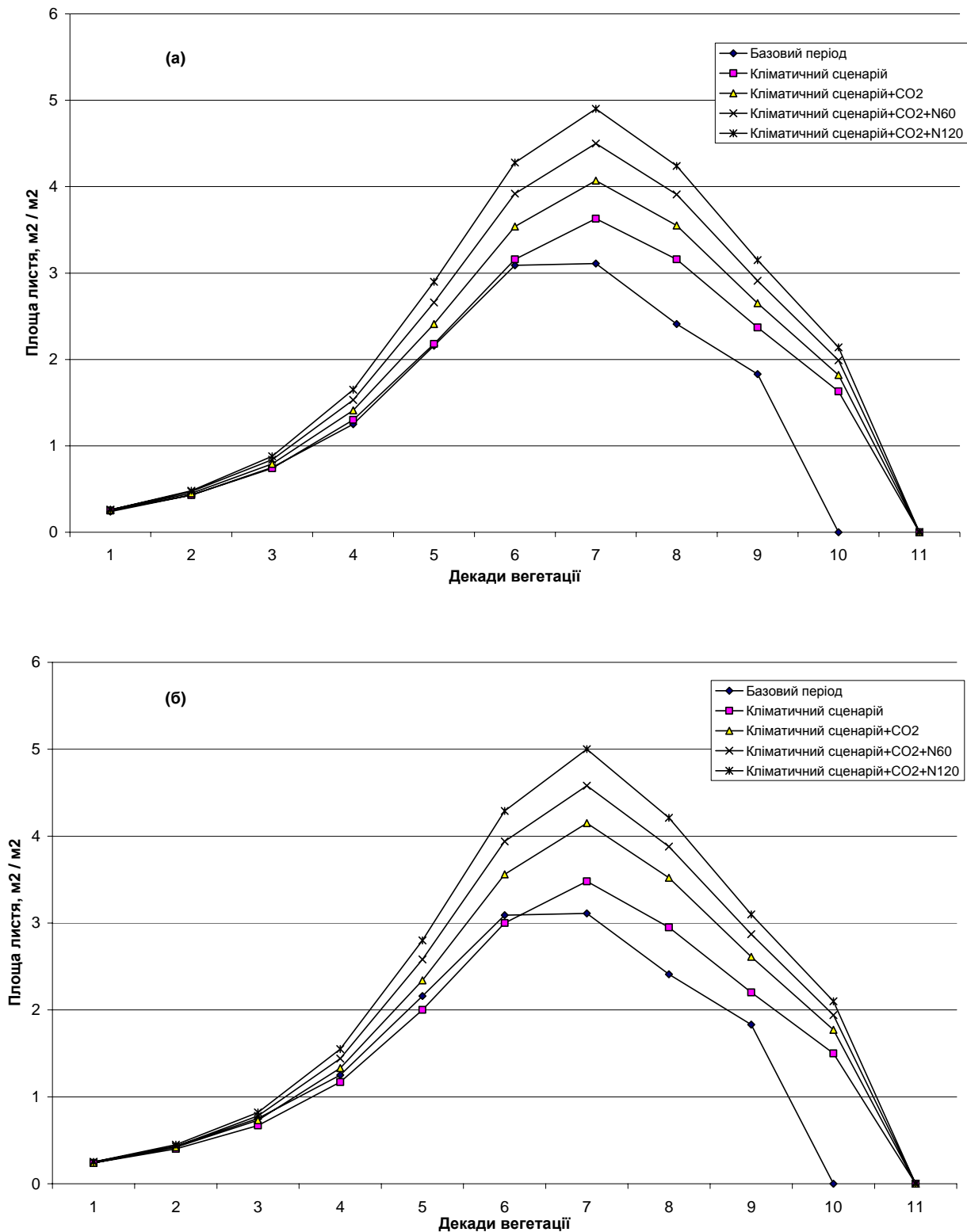


Рис.1 - Динаміка відносної площі листової поверхні кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

Так, внесення азотних добрив в дозі 60 кг (д.р.)/га спричинить до зростання темпу наростання листя до 1,1–1,3 м²/ (м²·за-декаду) в період максимального росту.

При внесенні азотних добрив в дозі 120 кг (д.р.)/га максимальна площа листя буде сягати 4,90 м²/м². Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 70 – 84 % у порівнянні з базовим періодом (табл. 4).

Таблиця 4 - Фотосинтетична продуктивність кукурудзи

Період, роки	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів, м ² /м ² за вегетаційний період	Урожай, ц/га
		площа листкової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої біомаси, г/(м ² ·за день)		
1970-2010	Базовий	3,11	17,81	136,91	26,1
2011-2030	Клімат	3,63	19,02	190,85	33,2
	Клімат + CO ₂	4,07	21,64	212,20	37,7
	Клімат + CO ₂ + N ₆₀	4,50	23,81	232,98	41,4
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₀	4,90	25,74	252,22	44,7
2031–2050	Клімат	3,48	18,50	178,01	31,8
	Клімат + CO ₂	4,15	22,57	210,88	38,7
	Клімат + CO ₂ + N ₆₀	4,58	24,83	229,71	42,5
	Клімат + CO ₂ + N ₁₂₀	4,99	26,84	248,66	45,9

Кліматичні умови періоду 2031 – 2050 рр. зумовлять дещо менш швидкий темп наростання асимілюючої поверхні посівів кукурудзи в порівнянні з базовим періодом (рис. 2). При підвищенні вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm відбуватиметься більш стрімке наростання листкової поверхні і в період максимального розвитку вона становитиме 4,15 м²/м², що в 1,3 рази більше ніж в базовий період. Внесення азотних добрив в дозах N₄₀ і N₁₂₀ зумовить суттєве зростання площі листя, розміри якої відповідно сягатимуть 4,58 та 5,0 м²/м² (табл. 5). При цьому значно зросте фотосинтетичний потенціал посівів, який складатиме відповідно 168 та 182 % від базового періоду.

За рахунок зміни кліматичних умов у I-ому періоді буде спостерігатись підвищення фотосинтезу в перші п'ять декад вегетації в порівнянні з базовим періодом на 0,2 – 0,4 мг CO₂/(дм²·год). (рис. 2а).

Підвищення CO₂ призведе до збільшення різниці в інтенсивності фотосинтезу, яка буде на 0,6 – 0,8 мг CO₂/(дм²·год). перевищувати базову. Внесення добрив підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу в період його максимальних значень до 8,7 – 8,9 мг CO₂/(дм²·год). в порівнянні з базовим періодом 7,9 мг CO₂/(дм²·год).

За умов збільшення вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm, підвищиться рівень інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з 7,9 до 8,8 мг CO₂/(дм²·год).

При внесенні добрив рівень інтенсивності фотосинтезу підвищиться до 9,1 – 9,4 мг CO₂/(дм²·год),

Така динаміка площі асимілюючої поверхні та інтенсивності фотосинтезу зумовить і відповідний рівень динаміки загальної сухої біомаси посівів (рис. 3.).

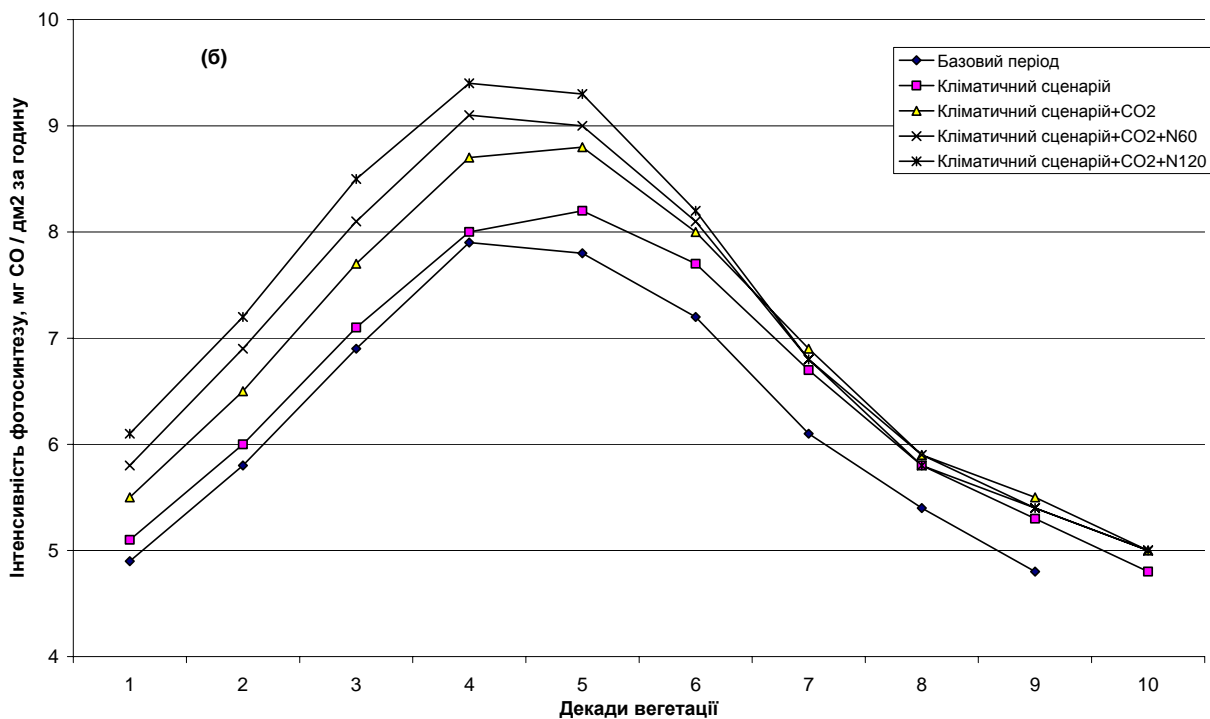
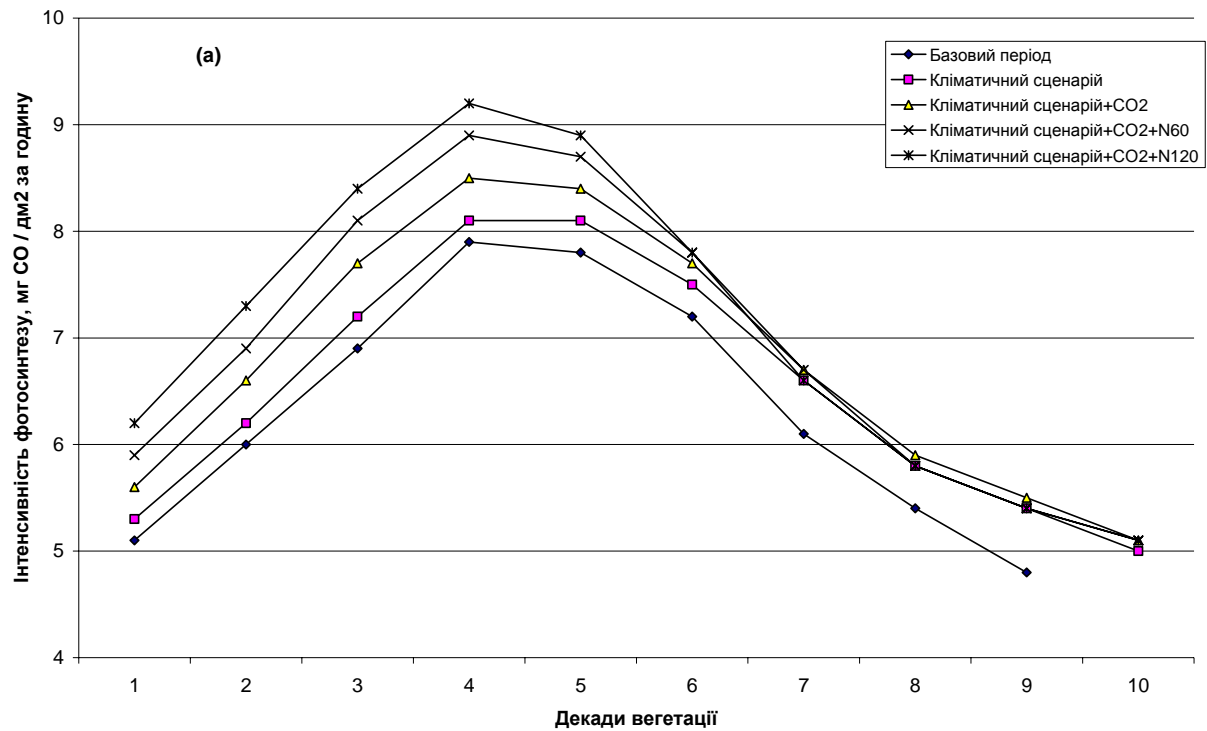


Рис. 2 - Динаміка інтенсивності фотосинтезу кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

При зміні кліматичних умов у I-му періоді накопичення загальної біомаси буде відбуватись досить швидкими темпами (рис. 3.а). Найбільш високі прирости загальної біомаси спостерігатимуться в 7 – 8-ій декадах. Тільки за рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від 17,8 до 19,0 г/(м² день) (на 7 %). З врахуванням зміни вмісту CO₂ в атмосфері з 380 до 470 ppm зростання буде становити 22 % порівняно з базовим періодом. Внесення добрив збільшить максимальні прирости біомаси до 23,8–25,7 г/(м² день). В порівнянні з базовим періодом прирости збільшаться на 34 – 44 %.

У II-й період не очікується суттєвого збільшення приростів біомаси порівняно з базовим періодом (рис. 3.б). Підвищення вмісту CO₂ в атмосфері до 520 ppm збільшить рівень приростів загальної біомаси особливо в 7–8-у декади вегетації. Прирости загальної біомаси збільшаться з 17,8 до 22,6 г/(м² день) або на 27 %. Внесення добрив зумовить подальше збільшення максимальних приростів загальної біомаси до 24,9 – 26,8 г/(м² день), що становитиме 140 – 151 % порівняно з базовим періодом.

Зміна та зростання рівня показників фотосинтетичної продуктивності посівів кукурудзи в умовах зміни клімату зумовить і збільшення урожаю зерна. Найбільший ефект буде спостерігатись при внесенні добрив.

В очікуваних кліматичних умовах I-го періоду урожай зерна зросте з 26,1 ц/га до 35,2 ц/га (на 27 %). Підвищення концентрації CO₂ в атмосфері зумовить зростання рівня урожаю зерна на 44 %.

Внесення добрив в дозі N₆₀ 60 кг (д.р.)/га підвищить цей ефект зростання урожаю на 59 %, а внесення дози N₁₂₀ 120 кг(д.р.)/га дозволить отримати урожай зерна на 71 % більше в порівнянні з базовим періодом.

У II-й період за рахунок тільки зміни кліматичних умов очікується збільшення урожаю зерна до 31,8 ц/га (на 22 %).

Збільшенні вмісту CO₂ в атмосфері від 380 до 520 ppm зумовить збільшення урожаю зерна до 38,7 ц/га (на 48 %). Внесення добрив на фоні зміни кліматичних умов та суттєве збільшення вмісту CO₂ в атмосфері забезпечить подальше підвищення урожаю зерна кукурудзи. В залежності від дози внесених добрив N₆₀ і N₁₂₀ урожай зерна складатиме при внесенні добрив в дозі N₆₀ – 42,5 ц/га, а при дозі N₁₂₀ – 45,9 ц/га, що відповідно на 63 та 76 % вище в порівнянні з базовим періодом.

Слід зазначити, що в останні роки впроваджуються у виробництво нові високопродуктивні сорти та гібриди кукурудзи. Отримані вище оцінки носять також і відносний характер, що дозволяє їх використовувати при оцінці можливих змін продуктивності цих нових сортів в зв'язку зі змінами клімату.

Виробництво зерна кукурудзи в східній Україні забезпечують сприятливі ґрунтово-кліматичні умови, високоврожайні сорти та сучасну технологію вирощування культури. Агрокліматичні умови вирощування кукурудзи загалом є досить сприятливими, але зміна клімату зумовить зміни агрокліматичних умов її вегетації що спричинить необхідність адаптації до них.

Оцінка агрокліматичних умов вегетації кукурудзи дозволила встановити, що дещо підвищений температурний режим в квітні надасть можливість зсунути оптимальні терміни сівби кукурудзи на 10 – 15 днів порівняно з встановленими оптимальними агрокліматичними строками. Це дозволить зменшити непродуктивні витрати вологи на випаровування, сформувані дружні сходи та більш продуктивно використовувати вологу для формування асиміляційного апарату і росту качана.

Запізнення з термінами сівби на 15 – 20 днів ставить формування урожаю в більшу залежність від умов зволоження другої половини вегетації, які прогнозуються досить напруженими.

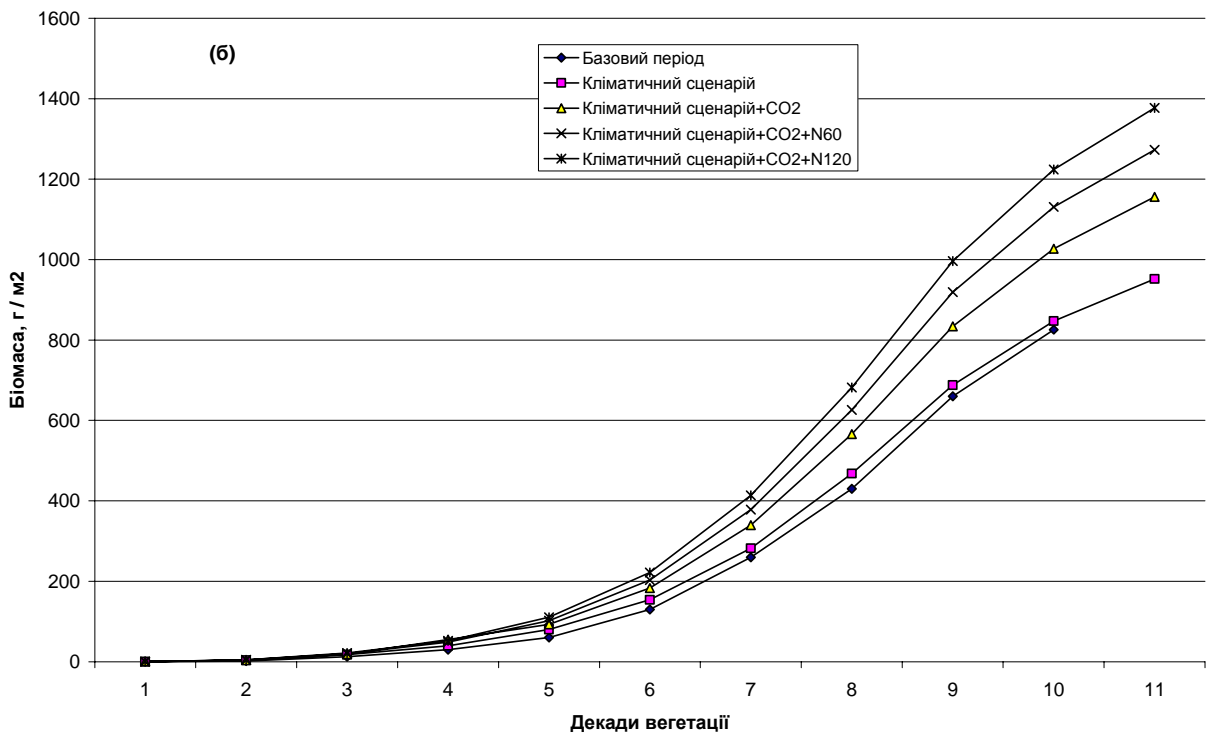
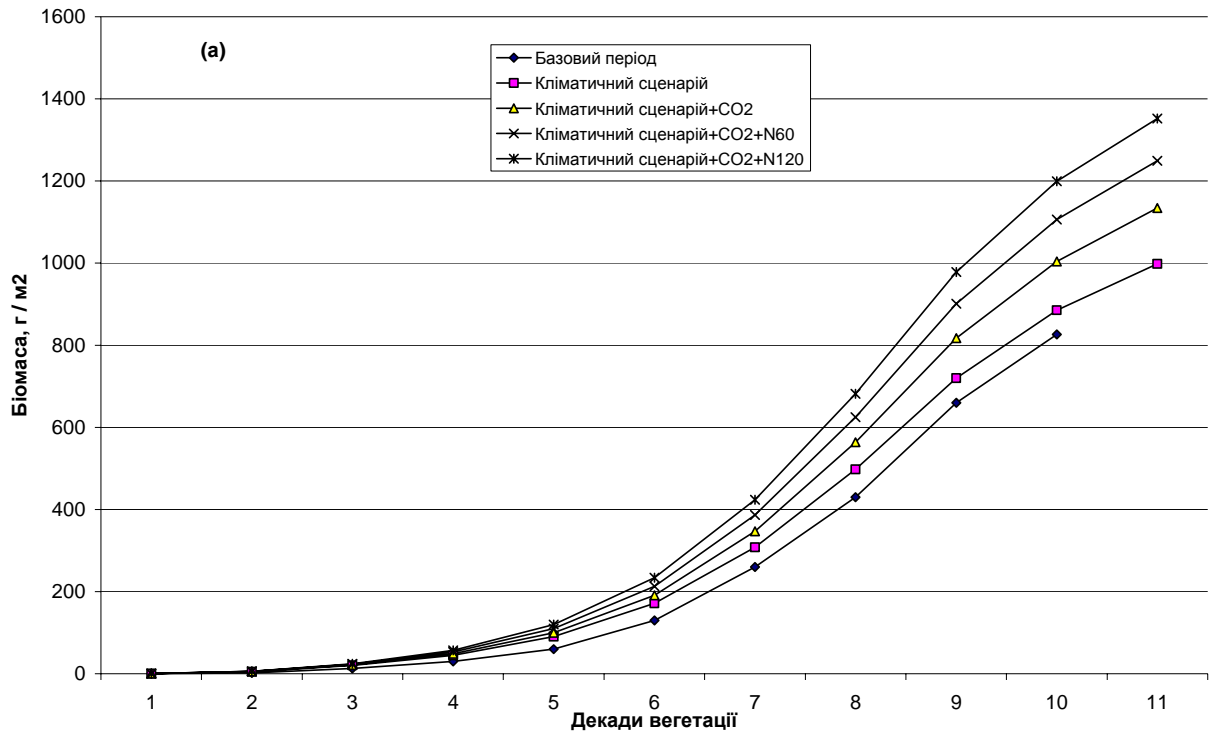


Рис. 3 - Динаміка загальної сухої біомаси кукурудзи в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом за сценаріями: на 2011 – 2030 рр. (а); на 2031– 2050 рр. (б)

В цих умовах слід надавати перевагу гібридам ранньостиглої та середньоранньої груп кукурудзи, які мають менш тривалий вегетаційний період в порівнянні з середньостиглими та середньопізнньостиглими групами і більш продуктивно використовують вологу для формування урожаю.

Оцінка агрокліматичних умов темпів розвитку та настання стиглості кукурудзи дозволила встановити строки настання фази воскової стиглості, що допоможе дещо скорегувати строки збирання урожаю. Строки стиглості зерна визначають способи та строки початку збирання урожаю кукурудзи.

Якщо реалізуються кліматичні сценарії, врахування строків збирання урожаю дозволить завчасно підготувати збиральну техніку в нових кліматичних умовах, щоб уникнути недобору урожаю за рахунок осипання, стікання та щуплості зерна, підготувати хлібоприймальні підприємства та елеватори для приймання, зберігання та переробки зерна.

Висновки. Вирощування кукурудзи в Луганському регіоні зумовлено на сприятливими ґрунтово-кліматичними умовами, високоврожайними сортами та сучасною технологією вирощування культури тому загалом агрокліматичні умови одержання високих врожаїв є досить сприятливими, але зміна клімату зумовить зміни агрокліматичних умов вегетаційного періоду кукурудзи, що спричинить необхідність адаптації до цих змін.

Список літератури

1. Польовий А.М. Модельовання продуктивності агроєкосистем. // Вісник Одеського державного екологічного університету, 2005. – Вип. 1. – С. 79-86.
2. Полевой А.Н.. Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при изменении концентрации CO₂ в атмосфере. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.: ИГКЭ. – т. 23. - 2010. - С. 297-315.
3. Nakicenovic, N., and R. Swart (eds.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.

Влияние агроклиматических условий на продуктивность кукурузы при изменении климата в восточной степи Украины. Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А.

С помощью моделей продукционного процесса растений дана оценка фотосинтетической продуктивности и колебаний урожайности кукурузы в восточной степи Украины. Разработаны рекомендации по адаптации технологий возделывания кукурузы и улучшения условий формирования ее продуктивности при изменении климата.

Ключевые слова: климат, теплообеспеченность, влагообеспеченность, кукуруза, фотосинтез, продуктивность, урожай.

Effect of agro-climatic conditions on the productivity of maize under climate change in the east steppe of Ukraine. Polevoy A., Bozko L., Dronova E.

With models of the productive was assessed photosynthetic productivity and fluctuation of maize yield in east steppe of Ukraine. Were developed recommendations on adaptation technologies for growing corn and improve the conditions of formation of efficiency of climate change.

Key words: climate, heat supply, moisture content, maize, photosynthetic, productivity, crop.

УДК 635 : 551.5

Божко Л.Ю., к.г.н., Барсукова О.А., к.г.н

Одеський державний екологічний університет

ВПЛИВ ПОГОДНИХ УМОВ НА ФОРМУВАННЯ ПРОДУКТИВНОСТІ БАКЛАЖАНІВ В СТЕПОВІЙ ЗОНІ УКРАЇНИ

Встановлено, що величина урожаю овочевих культур визначається надходження сонячної радіації та сумою температур всього періоду вегетації і, особливо, періоду плодоношення. Розроблені статистичні залежності урожаїв баклажанів з різними показниками термічних умов за різні міжфазні періоди.

Ключові слова: мінливість урожаїв, погодні умови, овочеві культури, урожай.

Вступ. Виявлення причин коливання продуктивності баклажанів в часі та по території, розробка на цій основі кількісних показників, які дозволяють з достатньою мірою точності характеризувати величину їх урожаїв в залежності від умов погоди, що складаються в окремі роки в різних регіонах, є доволі складною проблемою, яка вирішується в сучасних дослідженнях з агрометеорології.

Матеріали та методи досліджень. При встановленні кількісних зв'язків урожаїв сільськогосподарських культур з агрометеорологічними показниками використовуються два підходи: 1 – використовуються показники за весь вегетаційний період, які характеризують найбільш важливі моменти в житті рослин (термічні умови, умови зволоження); 2 – враховуються умови тепло- та вологозабезпеченості окремих періодів розвитку рослин. Кількісні зв'язки урожаїв культур з погодними умовами часто встановлюються для груп сортів, найбільш поширених на досліджуваній території. Для досліджень впливу агрометеорологічних умов на формування продуктивності баклажанів використовувались матеріали паралельних спостережень за урожаєм баклажанів та метеорологічними величинами по агрометеорологічних станціях степових областей України за період з 1976 по 2004 рр.

Слід зазначити, що на формування врожаю сільськогосподарських культур впливають усі фактори впродовж всього періоду вегетації. Тому більш коректним є використання рівнянь множинної регресії з агрометеорологічними показниками по міжфазних періодах розвитку культур. З цією метою використовуються спостереження мережі агрометеорологічних та гідрометеорологічних станцій, мережі державного сорто випробування та статистичних управлінь, а також матеріали спеціальних дослідів по території України.

Середні врожаї баклажанів в степових областях України коливаються в значних межах. У степових районах при зрошенні урожаї баклажанів коливаються від 151 до 250 ц/га. У східних степових районах урожаї нижчі на 30 – 50 ц/га. Мінливість урожаїв баклажанів значна по території України.

Дослідженнями встановлено, що продуктивність баклажанів коливається синхронно з коливаннями агрометеорологічних умов вирощування [1]. В основних районах вирощування врожайність баклажанів має тенденцію (тренд) до зростання з часом, але темпи зростання різні в різних областях. На фоні загального зростання врожайності спостерігаються її щорічні коливання як у бік зростання, так і у бік зменшення.

Причинами, що зумовлюють зростання врожайності з часом є підвищення культури землеробства, виведення нових більш продуктивних сортів та ін. Рівень культури землеробства залежить від цілого ряду факторів: особливостей системи землеробства, засобів обробки ґрунту, міри використання добрив, засобів боротьби з

шкідниками та хворобами, відповідності сортів агрокліматичним ресурсам території, енергозабезпечення виробництва та меліорації клімату. Перелічені фактори визначають загальний рівень врожайності, тобто формують тренд. Щорічні відхилення врожайності від тренда зумовлюються погодними умовами кожного конкретного року. Таким чином, велика кількість факторів, що впливають на врожай, поділяється на два великих класи: 1 – фактори, що зумовлюють рівень культури землеробства; 2 – метеорологічні фактори [2, 3].

Врахувати міру впливу культури землеробства на величину врожаю досить складно. Передбачається, що вплив рівня культури землеробства викликає плавну мінливість врожаїв, і ця мінливість підлягає цілком визначеному закону. Це дозволяє апроксимувати зміну врожайності з часом будь-якою формою залежності (пряма, парабола та ін.). Питання вибору вигляду кривої тренда досліджувались в роботах [2, 3].

Зміна метеорологічної складової врожайності знаходиться у тісному зв'язку зі зміною метеорологічних факторів. Таким чином, динаміку врожайності тої чи іншої культури можна розглядати як наслідок зміни культури землеробства, на фоні якого відбуваються випадкові відхилення, зумовлені особливостями погоди у різних кліматичних зонах. У такому випадку загальна дисперсія врожайності σ^2 розглядається як сума двох складових: перша характеризує вклад динаміки культури землеробства σ_a^2 , а друга – мінливість погоди σ_m^2 .

$$\sigma^2 = \sigma_a^2 + \sigma_m^2, \quad (1)$$

$$\sigma_m^2 = \sigma^2 - \sigma_a^2 \quad (2)$$

Розрахунок величини σ^2 виконується за формулою:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}, \quad (3)$$

$$\sigma_a^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2}{n-1}, \quad (4)$$

$$\sigma_m^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 - \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2}{n-1}, \quad (5)$$

де y_i – врожайність конкретного року;

\bar{y} – середня багаторічна врожайність;

\bar{y}_i – динамічна середня величина (врожайність по тренду у конкретному році);

n – кількість років.

Для оцінки мінливості врожайності використовується значення коефіцієнта варіації $C_{\bar{y}}$;

$$C_{\bar{y}} = \sigma / \bar{y} \quad (6)$$

Мінливість, зумовлена погодою (C_m), визначається через σ_m

$$C_m = \frac{1}{y} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 - \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \quad (7)$$

Значення C_m дає можливість провести дослідження мінливості врожайності по території, визначити райони однотипної для вирощування культур погоди, визначити специфіку погоди окремих районів, а також визначити райони сприятливих та несприятливих умов для вирощування культур як у багаторічному розрізі, так і в окремі роки. При цьому важливого значення набувають питання прогнозу величин врожайності культур, оскільки знання очікуваного врожаю дають змогу виділити зони економічно вигідних посівних площ під будь-якою культурою і навпаки.

Результати досліджень та їх аналіз. Розрахунок коефіцієнтів варіації кліматичної складової урожайності баклажанів (табл.1) показав, що значення кліматичної складової по областях степової зони підлягають однаковим закономірностям.

Таблиця 1 – Кліматична складова мінливості урожаїв овочевих культур по областях степової зони України

№ за /п	Область	Кліматична складова урожаю, C_m	№ за /п	Область	Кліматична складова урожаю, C_m
1	Одеська	0,19	6	Дніпропетровська	0,28
2	Херсонська	0,23	7	Луганська	0,25
3	Миколаївська	0,26	8	Донецька	0,27
4	Запорізька	0,27	9	Кіровоградська	0,35
5	АР Крим	0,18			

Найменша мінливість кліматичної складової урожаїв спостерігається в АР Крим та в Одеській області. Найбільші коливання кліматичної складової урожаю баклажанів спостерігаються в Дніпропетровській та Кіровоградській областях, 0,28 та 0,35 відповідно.

Практично з 1976 по 2004 рік у баклажанів відзначалось зменшення середніх урожаїв. Причини зменшення полягають у порушенні режимів зрошення, пошкодженні посівів колорадським жуком та порушенні агротехніки вирощування. Були розраховані лінії трендів врожаїв баклажанів для областей степової зони України. В усіх областях лінія тренда врожайності баклажанів апроксимується параболою другого порядку.

Були проаналізовані агрометеорологічні умови формування урожаїв баклажанів по міжфазних періодах розвитку в роки з низькими (відхилення від лінії тренда – 2, – 40 ц/га) і в роки з високими врожаями (відхилення від лінії тренда + 15, + 35 ц/га).

Аналіз матеріалів спостережень в роки з високими і низькими врожаями показав, що в роки з несприятливими агрометеорологічними умовами урожаї баклажанів не перевищували 80–159 ц/га. При сприятливих умовах урожай баклажанів знижується, якщо пошкодження посівів колорадським жуком перевищує 10 %.

Як правило, середня температура повітря в роки з низькими врожаями в період від висаджування розсади у ґрунт до цвітіння була нижче оптимальних температур на 2 – 6 °С. В деякі роки і в інші міжфазні періоди спостерігалась аналогічна ситуація. В результаті низьких температур впродовж вегетаційного періоду суми температур за вегетацію були нижче оптимальних, і урожай в ці роки був також низьким.

Були розраховані різні показники продуктивності баклажанів: коефіцієнти тепло- та волого забезпечення, індекси використання тепла та вологи культурою, коефіцієнти водоспоживання та енергозабезпечення.

Коефіцієнт теплозабезпечення розраховувався як відношення фактичної суми температур за міжфазний період до суми температур, якої потребують баклажани. Коефіцієнт забезпечення вологою визначався як відношення випаровування до випаровуваності. Індекси використання тепла та вологи розраховувались як відношення тепло- та вологозабезпечення періоду до величини середнього врожаю баклажанів. Коефіцієнт водоспоживання являє собою відношення сум опадів за міжфазний період до величини врожаю. Коефіцієнт енергозабезпечення – відношення сумарної радіації до сум фотосинтетично активної радіації (ФАР). (табл. 2).

Як видно із табл. 2, в період від цвітіння до зав'язування плодів і від початку дозрівання до технічної стиглості баклажани недостатньо забезпечені теплом, особливо пізньостиглі сорти.

В усіх областях, окрім АР Крим, суми активних температур від висаджування розсади в ґрунт до технічної стиглості нижчі, ніж потреби баклажанів у забезпеченні теплом і коливаються від 2156 °С в Дніпропетровській області до 2425 °С в Одеській області.

На формування врожаю баклажанів значно впливає надходження сонячної радіації та величина коефіцієнта її використання .

Коефіцієнт використання сонячної енергії є інтегральним показником продуктивності посівів. Для зручності врахування інтенсивності фотосинтетично-активної радіації (ФАР), яка надходить до посівів за період активної вегетації, були виведені статистичні залежності надходження ФАР (У) від кількості годин сонячного сьйва (х) для розрахунку декадних значень для степових районів України

$$У = 0,628 х + 1358 . \quad (8)$$

При аналізі розрахунків коефіцієнта корисної дії (ККД) ФАР різних сортів баклажанів встановлено, що для різних сортів баклажанів ККД ФАР майже однакові.

Маса рослин в цілому і маса кожного органа окремо в значній мірі залежать від погодних умов впродовж вегетаційного періоду. Згідно з нашими спостереженнями швидкість росту рослин і продуктивність овочевих культур в різні за погодними умовами роки і в різних варіантах експерименту відрізняються. При оптимальних умовах зволоження частка води на одну рослину в загущених посівах менша, менше також споживання сонячної радіації. Оптимальний термічний режим сприяє більш швидкому наростанню площі листя однієї рослини при густоті посівів 50 – 75 тис. рослин/га. При однакових погодних умовах швидше збільшується площа листя на посівах з густотою 55 тис. рослин/га. Для баклажанів оптимальна густота посівів повинна бути в межах від 75 до 85 тис. рослин/га (табл. 2).

Важливу роль у формуванні врожаїв баклажанів відіграє загальна маса рослин.

Вона є інтегральним показником міри сприятливості агрометеорологічних умов вимогам культури до умов навколишнього середовища і значною мірою зумовлює величину врожаю.

Встановлено тісний зв'язок між вагою надземної маси рослин і метеорологічними чинниками періоду висаджування розсади в ґрунт – масове цвітіння. При цьому парні коефіцієнти кореляції між надземною масою і сумами температур вищі, ніж між надземною масою та запасами продуктивної вологи в шарах 0-20, 0-50см (табл. 3).

Таблиця 2- Середні кількісні значення основних факторів продуктивності баклажанів

Фактори продуктивності баклажанів	Аналітичний вираз	Міжфазні періоди розвитку			
		Висаджування розсади – цвітіння	Цвітіння– зав'язування плодів	Зав'язування плодів - технічна стиглість	Висаджування розсади – технічна стиглість
Коефіцієнт теплозабезпечення	$\sum t_f / \sum t_{сер}$	1,07	0,89	2,0	1,02
Коефіцієнт вологозабезпечення	E/E_o	0,43	0,70	1,52	0,75
Індекс використання тепла	$\sum t / Y_c$	212	51,3	217	35,9
Індекс використання вологи (на 1°C)	$\sum P / \sum t$	2,3	3,2	4,1	2,3
Коефіцієнт водоспоживання	$\sum P / U_p$	148	182	128	125
Коефіцієнт енергозабезпечення	$\sum Q / \sum Q_{сер}$	1,13	0,83	1,86	0,97

Примітка: $\sum t$ – сума активних температур, °С; E – сумарне водоспоживання культур, мм; E_o – випаровуваність, мм; Y – урожай, ц/га; $\sum P$ – сума опадів, мм; $\sum Q$ – сумарна сонячна радіація, Дж/(м² · год); $\sum Q_{сер}$ – сума ФАР, Дж/(м² · год).

Таблиця 3 – Продуктивність овочевих культур в залежності від густоти посівів

Густота баклажанів, тис. росл./га	Максимальна площа листя, м ² /м ²	Суша біомаса рослин, г/м ²	Суша маса плодів, г/м ²
50	20	189	132
70	28	220,1	184
100	21	237,1	161
120	20	239,4	158,2

Оскільки баклажани в степовій зоні вирощуються при зрошенні, то це закономірно. Також встановлені зв'язки величин урожаїв баклажанів з сумами температур за різні міжфазні періоди. Коефіцієнти кореляції цих зв'язків коливаються в межах від 0,87 в Кіровоградській і Дніпропетровській областях до 0,72 в Одеській області та АР Крим.

Від потужності фотосинтетичного апарату залежить накопичення органічної маси і формування господарсько - цінної частини урожаю.

Для одержання високого урожаю овочів, попри все інше, необхідно збільшувати значення $K_{госп}$ – коефіцієнт господарської ефективності урожаю (відношення загальної

маси урожаю до її господарсько важливої частини). $K_{\text{госп}}$ значно змінюється в залежності від сорту культури. У баклажанів разом із зростанням біологічного урожаю зростає і урожай плодів. Під впливом агрометеорологічних умов, зміни густоти рослин та внесення добрив $K_{\text{госп}}$ баклажанів змінюється від 0,35 до 0,55. Урожай фітомаси коливається від 27,1 до 37 ц/га, у тому числі плодів – 10,5 – 15,4 ц/га при густоті рослин до 80 тис. рослин/га. При несвоєчасному поливі і зменшенні запасів продуктивної вологи $K_{\text{госп}}$ баклажанів, зменшується до 0,33.

Були розраховані статистичні залежності врожаю баклажанів з сумами температур за різні міжфазні періоди розвитку. Оскільки баклажани – культура тропічного походження, то вони відзначаються підвищеними вимогами до умов тепло- та вологозабезпечення. Розраховані зв'язки врожаїв баклажанів з потребою рослин у волозі (випаровуваністю) за вегетаційний період, сумами ефективних температур вище 17 °С за критичний період розвитку баклажанів (10 днів до бутонізації плюс 30 днів після масового цвітіння) та кількістю годин сонячного сйва також за критичний період табл. 4.

Зв'язок урожаю баклажанів(Y) з випаровуваністю (E_o) виражається рівнянням

$$Y = 0,57E_o + 461,3 \quad (9)$$

і характеризується коефіцієнтом кореляції - $0,66 \pm 0,12$. Це рівняння має похибку 40,2 ц/га. Якщо випаровуваність за вегетаційний період становить від 400 до 450 мм, то рівень урожайності коливається від 240 до 250 ц/га. При збільшенні випаровуваності до 470 – 580 мм урожай баклажанів знижується. Це свідчить про те, що баклажани погано реагують на перезволоження ґрунту.

Статистичний зв'язок урожаїв баклажанів з сумою ефективних температур вище 17 °С за критичний період описується рівнянням

$$Y = 0,98\sum T - 0,7 \quad (10)$$

і характеризується коефіцієнтом кореляції $0,75 \pm 0,1$, має похибку $\pm 22,6$ ц/га.

При сумі температур за критичний період 240 – 340 °С урожаї баклажанів становлять від 240 до 360 ц/га. При зменшенні сум температур до 140 – 200 °С врожаї знижуються до 130 – 190 ц/га.

Високі значення коефіцієнтів кореляції між сумами температур і рослинною масою та між сумами температур та урожаєм свідчать про високі вимоги баклажанів до забезпечення теплом. Розподіл часток дисперсії окремих елементів підтверджує, що із значної кількості метеорологічних чинників, що впливають на продуктивність баклажанів, переважну частку дисперсії складають суми температур періоду плодоношення (табл. 4).

Отримані рівняння зв'язку врожаїв баклажанів з вологозабезпеченням та сумами температур критичного періоду дозволять складати прогнози врожаїв баклажанів та розробляти схему агротехнічних заходів для поліпшення використання кліматичних умов кожного міжфазного періоду. Згідно закону взаємодії різних факторів, використання рослинами світла, тепла та вологи тим ефективніше, чим краще вони забезпечені мінеральним живленням та комплексом агротехнічних заходів.

Таблиця 4 – Матриця парних коефіцієнтів кореляції між масою надземної частини баклажанів і метеорологічними чинниками

	M_H	H	Г	$\sum T_1$	$\sum T_2$	$\sum T_3$	W_1	W_2	W_3
M_H	1,0	0,212	0,326	0,504	0,502	0,538	0,206	0,218	0,220
H		1,0	0,017	0,162	0,129	0,212	0,208	0,208	0,218
Г			1,0	0,081	0,060	0,062	0,008	0,006	0,007
$\sum T_1$				1,0	0,328	0,626	0,016	0,018	0,019
$\sum T_2$					1,0	0,452	0,017	0,018	0,020
$\sum T_3$						1,0	0,012	0,021	0,024
W_1							1,0	0,012	0,019
W_2								1,0	0,012
W_3									1,0

Примітка: M_H – вага надземної маси рослин; H – відносна вологість повітря; Г- сума опадів; $\sum T_1$ – сума активних температур від висаджування в ґрунт до цвітіння; $\sum T_2$ – сума активних температур від цвітіння до технічної стиглості; $\sum T_3$ – сума активних температур за період плодоношення; W_1, W_2, W_3 – запаси продуктивної вологи у шарі 0-50 см за ті ж періоди вегетації.

Висновки. Встановлено, що в умовах зрошення основним показником формування врожаїв баклажанів є надходження сонячної радіації та суми температур періоду плодоношення. Пізньостиглі сорти баклажанів недостатньо забезпечені теплом в цей період. Отримані аналітичні зв'язки урожаїв баклажанів із сумами температур за різні міжфазні періоди можуть використовуватись при складанні прогнозів очікуваних урожаїв.

Список літератури

1. Божко Л.Е. Агрометеорологические условия и продуктивность овощных культур в Украине //Український гідрометеорологічний журнал, -2006. №1. – Стр. 119 – 127.
2. Манелля А.И., Френкель А.А. О прогнозировании урожаев сельскохозяйственных культур по одномерному ряду //зап. Ленинградского СХИ. – 1973. - Том 207. - 53 с.
3. Пасов В.М. Изменчивость урожая основных яровых зерновых культур в различных климатических зонах // Метеорология и гидрология. 1973. - №7. - Стр. 82 – 86.

Влияние погодных условий на формирование продуктивности баклажан в Степной зоне Украины. Божко Л.Ю., Барсукова Е.А.

Установлено, что величина урожая овощных культур определяется приходом солнечной радиации и суммой температур всего периода вегетации, и особенно, периода плодоношения. Разработаны статистические зависимости урожаев баклажан с различными показателями термических условий за разные межфазные периоды.

Ключевые слова: изменчивость урожаев, погодные условия, овощные культуры, урожай.

The influence of weather conditions on productivity of eggplants in the steppe zone of Ukraine.

Bozhko L.E., Barsukova E.A.

In this article we defined, that the quantity of harvest is determined by solar radiation income and the sum of temperatures during the whole vegetation period, and, especially, fruiting period. Statistical relationships between eggplants harvests and different levels of thermal conditions in different interphase periods are developed.

Key words: variability of yields, weather conditions, vegetable crops, harvest

УДК 633.31+631.67

О.Л. Жигайло, канд. геогр. наук

Одеський державний екологічний університет

АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ ЛЮЦЕРНЫ НА БОГАРЕ И НА ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЛЯХ ОДЕЩИНЫ

С помощью математической модели «Продуктивность люцерны посевной» выполнены расчеты урожайности зеленой массы люцерны за период с 2001 по 2010 г.г. Сделана сравнительная оценка полученных результатов с многолетними наблюдениями 20 века. Проведена оптимизация оросительных норм на посевах люцерны в 2004 и 2007 г.г.

Ключевые слова: модель, погода, орошение, продуктивность, урожайность, люцерна посевная, Одесская область.

Постановка проблемы. Почвенно-климатические условия на территории Украины позволяют получать высокие урожаи сельскохозяйственных культур. Однако неустойчивость погоды: смена влажных лет засушливыми, теплых зим – суровыми, приводят к значительной изменчивости урожая сельскохозяйственных культур.

В климатическом отношении территория Одесской области отличается весьма высокими ресурсами тепла. Теплообеспеченность увеличивается от лесостепных районов на севере до степных в центральной и южной части области. Однако параллельно с нарастанием ресурсов тепла в направлении с севера на юг отчетливо проявляется нарастание дефицита и неустойчивости атмосферного увлажнения, особенно в период вегетации растений, что в значительной степени лимитирует величину урожая. Поэтому интенсификация земледелия в этих районах области реальна лишь при условии широкомасштабного систематического орошения земель.

Основная цель исследований – оценить продуктивность люцерны посевной в агроклиматических условиях Одесской области и в условиях орошения. С учетом агроклиматических условий последнего десятилетия оптимизировать оросительные нормы под погодные условия конкретного года, что позволит экономно использовать водные ресурсы региона.

Материалы и методы исследований. Теоретической основой оценки продуктивности люцерны послужила математическая модель формирования продуктивности сельскохозяйственных культур в условиях орошения [4,5].

Математическая модель описывает формирование продуктивности агрокультуры в багорных условиях и на орошении и представляет собой агроэкологическую систему, которая рассматривается в двух средах почва и атмосфера. Центральным объектом является культурное растение (пшеница, кукуруза, подсолнечник, сахарная свекла и т.д.). Система «почва – растение – атмосфера» является сложной и динамичной. Для описания разнообразных процессов радиационного и водно-теплового режимов, которые формируются в этой системе, их влияния на важнейшие процессы жизнедеятельности растений и их взаимосвязь, а также влияния режима орошения на урожайность используются уравнения [3].

Модель модифицирована для культуры люцерны и имеет прикладной характер; содержит пять блоков: исходной информации; радиационного и водно-теплового режимов растительного покрова; фотосинтеза; дыхания; блок роста.

Блок – схема модели представлена на рис. 1.

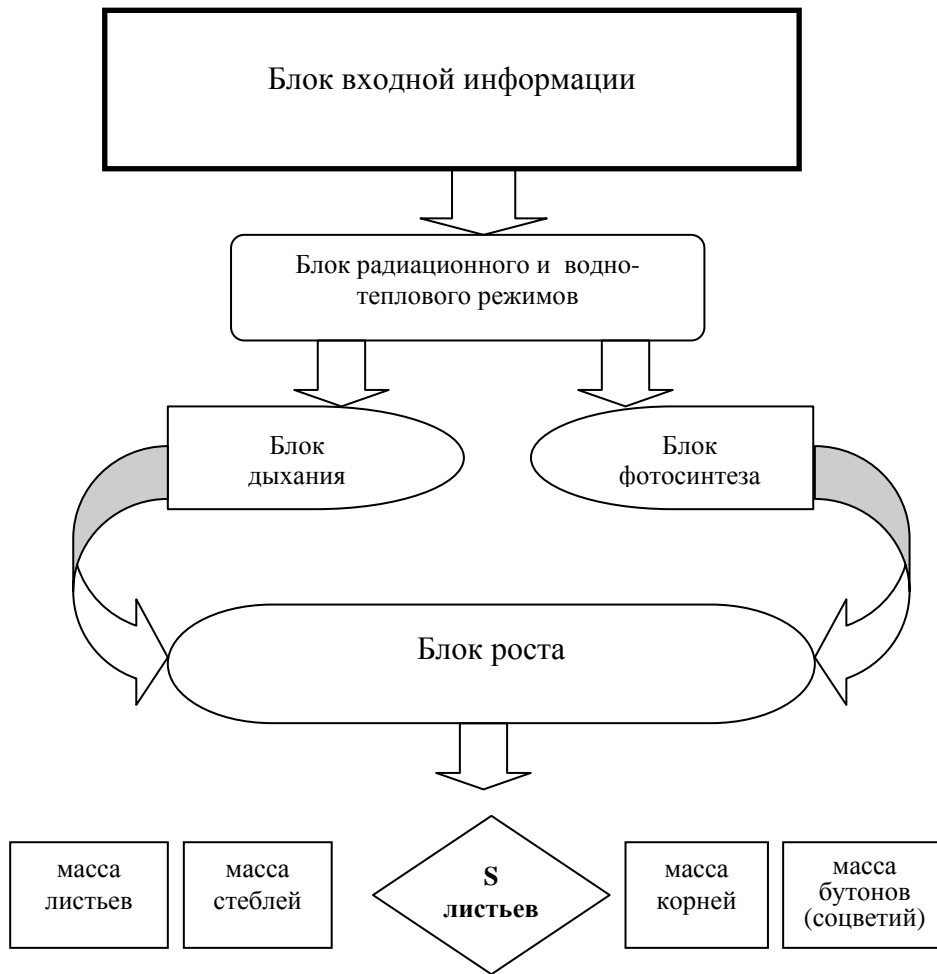


Рис. 1 – Блок-схема продуктивности люцерны посевной.

Для выполнения расчетов по модели используется информация трех видов:

- 1) **разовая**: географическая широта пункта; дата всходов (возобновления вегетации); дата наступления технической спелости (первого укоса); запасы влаги в метровом слое почвы на дату всходов (возобновления вегетации), мм; наименьшая влагоемкость метрового слоя почвы, мм; влажность завядания;
- 2) **эпизодическая**: поливная норма; вегетационный полив;
- 3) **ежедекадная**: средняя максимальная температура воздуха, °С; средняя декадная температура воздуха, °С; число часов солнечного сияния, ч; сумма осадков за декаду, мм; средний за декаду дефицит влажности воздуха, мб; глубина залегания грунтовых вод, м; число дней в расчетной декаде.

Интенсивность фотосинтетической активной радиации (ΦAP) в посеве рассчитывается по формуле

$$I^j = \frac{I_0^j}{1 + cL}, \quad (1)$$

где I_0 - интенсивность ΦAP на верхней границе посева, Вт m^2 ; c - показатель поглощения, безразмерная; L - относительная площадь листьев, m^2/m^2 ; j - номер расчетной декады.

Средняя за световое время суток температура воздуха T_d определяется по формуле по методу З.А.Мищенко:

$$T_d = a_1 + a_2 \bar{T}_{\max}, \quad (2)$$

где \bar{T}_{\max} - средняя максимальная за декаду температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$;

Изменения запасов влаги в почве (W) по декадам определяются по уровню водного баланса

$$W^{j+1} = W^j + \Theta^j + X^j + V_w^j - E^j - U_w^j, \quad (3)$$

где Θ – сумма осадков за декаду, мм; X – норма вегетационного полива, мм; V_w – расход грунтовых вод в зону аэрации, мм; E – суммарное испарение, мм;

U_w - инфильтрация атмосферных осадков, мм.

Суммарный фотосинтез посева на единицу площади посева за световое время суток рассчитывается по формуле

$$\Phi^j = \varepsilon \Phi_{\tau}^j L^j \tau_d^j, \quad (4)$$

где Φ^j - суммарный фотосинтез посева, $\text{г м}^{-2} \text{сут}^{-1}$; ε - коэффициент для перерасчета в единицы сухой массы, $\text{г мг}^{-1} \text{CO}_2$; Φ_{τ}^j - интенсивность фотосинтеза единицы площади листьев в реальных условиях среды, $\text{мг CO}_2 \text{ дм}^{-2}$.

Затраты на дыхание подразделяются на дыхание, связанное с поддержанием структуры тканей и на дыхание, связанное с ростом:

$$R^j = \alpha_R^j (c_1 M^j \varphi_R^j + c_2 \Phi^j), \quad (5)$$

где R - интенсивность дыхания, $\text{г/ м}^2 \text{сут}$; c_1 - коэффициент дыхания поддержания, г/г*сут ; c_2 - коэффициент, характеризующий затраты, связанные с ростом, безразмерный; α_R - онтогенетическая кривая дыхания, безразмерная; φ_R - температурная кривая дыхания, безразмерная.

Прирост сухой биомассы посева является разностью фотосинтеза и дыхания:

$$\frac{\Delta M^j}{\Delta t} = (\Phi^j - R^j), \quad (6)$$

где $\Delta M / \Delta t$ - прирост сухой биомассы посева, г/ м^2 .

Динамика сухой биомассы отдельных вегетативных органов растений в течение вегетационного периода «возобновление вегетации – первый укос» описывается уравнением роста

$$m_i^{j+1} = m_i^j + \beta_i^j \frac{\Delta M}{\Delta t} n^j, \quad (7)$$

$$i \in l, s, r$$

где m_i - сухая биомасса i -го органа растений, г/м^2 ; β_i - ростовая функция вегетационного периода, характеризующая распределение «свежих» ассимилятов, безразмерная ($\beta_i \geq 0, \sum \beta_i = 0$): l – листья, s – стебли, r – корни.

Динамика площади ассимилирующей поверхности определялась по формуле

$$L^{j+1} = L^j + \left(\frac{\Delta m_l^j}{\Delta t} \frac{1}{\sigma_l} \right) n^j, \quad \text{при } \frac{\Delta m_l^j}{\Delta t} > 0, \quad (8)$$

где σ_l - удельная поверхностная площадь листьев, г/м².

Работа выполнена на данных наблюдений за продолжительностью солнечного сияния, температурой воздуха, осадками, дефицитом влажности воздуха, запасами влаги в почве, датами наступления основных фаз развития люцерны. Были использованы средние многолетние данные за последние тридцать лет прошлого столетия [1] и данные за 2001 ...2010 годы [2] основных метеорологических станций Одесской области: Любашевка, Затишье, Одесса, Раздельная, Измаил.

Анализ результатов исследований. В работе были проведены расчеты продуктивности люцерны посевной в Одесской области на богаре и в условиях орошения.

Для того чтобы получить продуктивность люцерны посевной на богаре в модели был заложен численный эксперимент по следующему сценарию:

- Погодные условия соответствуют среднемноголетнему режиму;
- Погодные условия 2007 года (характеризуется как *сухой*);
- Погодные условия 2004 года (характеризуется как *влажный*).

Урожайность люцерны определяется фотосинтезирующей поверхностью (площадью листьев), продолжительностью и интенсивностью ее работы. Продолжительность и интенсивность работы зависит от того, как будут складываться условия погоды в конкретном году.

Рассмотрим более подробно динамику площади листьев и надземной биомассы люцерны, сорт Зарница.

По *первому* сценарию (рис 1А) продолжительность вегетационного периода люцерны составила 67 дней. Погодные условия для первого укосного периода складывались следующим образом: средняя декадная температура – 12,0⁰С, сумма осадков – 87 мм. Сумма эффективных температур от возобновления вегетации до начала бутонизации составила 470⁰С.

Погодные условия, которые характерны в среднем для территории Одесской области позволяют развить фотосинтетический аппарат до начала бутонизации 3,9 м²/м², при этом общая надземная биомасса к началу первого укоса составила 306,6 г/м².

По *второму* сценарию (рис 1Б) продолжительность вегетационного периода составила 60 дней. Средняя температура воздуха за период возобновление вегетации – начало бутонизации – 9,8⁰С. В 2007 году за рассматриваемый период выпало 33 мм осадков (примерно 40 % от нормы). Сумма эффективных температур составила 300⁰С.

Погодные условия весны 2007 года позволили сформировать надземную биомассу 169 г/м² при относительной площади листьев 2,95 м²/м².

Оценка агрометеорологических условий формирования урожая зеленой массы люцерны в 2007 году, рассчитанная по формуле

$$C = \frac{Y}{\bar{Y}} 100, \quad (9)$$

где C – оценка агрометеорологических условий формирования урожая в течение рассматриваемого временного интервала, %; Y - рассчитанный урожай по

фактическим данным, г/м^2 ; \bar{Y} - урожай, рассчитанный по среднемуголетним данным, г/м^2 , показала

$$C = \frac{156.13}{306.59} \cdot 100 = 51\% ,$$

что в сравнении со средним многолетним годом урожайность составила лишь 51 % от средней статистической продуктивности.

Таким образом, погодные условия для формирования урожая зеленой массы люцерны в 2007 году сложились неблагоприятно.

По *третьему* сценарию (рис 1В) продолжительность вегетационного периода составила 75 дней. Более растянутому периоду вегетации в 2004 году сопутствовали погодные условия. Температурный режим характеризовался средней декадной температурой $7,5^{\circ}\text{C}$. Количество выпавших осадков за тот же период по сравнению со средними многолетними, составили 182% (158 мм). Сумма эффективных температур от посева до технической спелости составила 463°C

Погода 2004 года в период возобновление вегетации – начало бутонизации позволила сформировать относительную площадь листьев люцерны до $5 \text{ м}^2/\text{м}^2$, при этом надземная биомасса к первому укосу достигала 419 г/м^2 .

Оценка агрометеорологических условий формирования урожая в 2004 году

$$C = \frac{419.22}{306.59} \cdot 100 = 137\% ,$$

показала, что погодные условия 2004 года позволили получить урожай зеленой массы люцерны на 37 % больше, чем в годы характерные среднему многолетнему.

Анализируя полученные показатели продуктивности зеленой массы люцерны посевной, можно сделать выводы, что для получения максимально возможного урожая в Одесской области люцерну выгоднее выращивать на орошении.

Однако, водные ресурсы Одесской области весьма ограничены и орошение в настоящее время обходится земледельцам недешево. С целью экономного водопотребления орошение на полях необходимо проводить с учетом погодных условий конкретного года.

В богарных условиях средняя статистическая урожайность первого укоса зеленой массы люцерны составляет 180 ц/га, на орошении можно получить 300 ц/га.

С помощью модели был проведен численный эксперимент влияния режима орошения на урожайность зеленой массы люцерны в зависимости от сроков полива (табл. 1). Оросительная норма составила $1500 \text{ м}^3/\text{га}$, вегетационный полив – $500 \text{ м}^3/\text{га}$, количество поливов – 3 .

Сроки:

- А - контроль (без орошения);
- А1 – 2-я декада (стеблевание), 4 декада (перед началом бутонизации), 6 декада (бутонизация);
- А2 – 2-я декада (стеблевание), 4 декада (перед началом бутонизации), 5 декада (начало бутонизации);
- А3 – 1-я декада (отрастание), 2декада (стеблевание), 4 декада (перед началом бутонизации);
- А4 – 1-я декада (отрастание), 3декада (стеблевание), 5 декада (начало бутонизации).

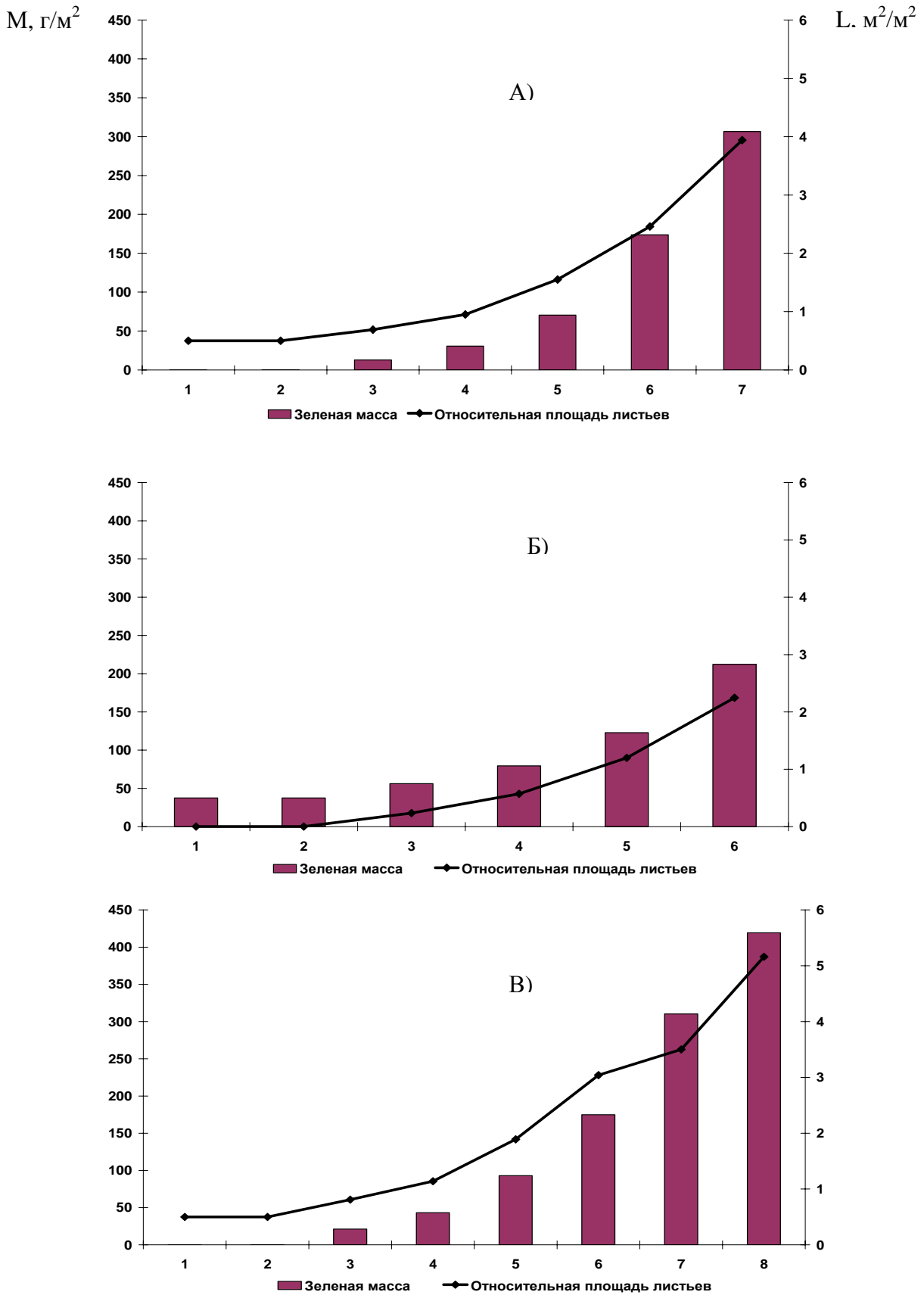


Рис. 2 – Динамика площади листьев и зеленой массы люцерны посевой: А – среднеголетний год; Б – в сухой 2007 год; В – во влажный 2004 год. Сорт Зарница. Одесская область.

Таблица 1 – Зависимость урожая зеленой массы люцерны от нормы и сроков вегетационного полива. Сорт Зарница. Одесская область

Вариант	Сроки полива (декады)							Урожайность зеленой массы, ц/га
	1	2	3	4	5	6	7	
	Норма вегетационного полива, м ³ /га							
A	-	-	-	-	-	-	-	180
A1	-	500	-	500	-	500	-	290
A2	-	500	-	500	500	-	-	270
A3	500	500	-	500	-	-	-	300
A4	500	-	500	-	500	-	-	280

Оросительная норма – 1500 м³/га

Расчеты показали, что при оросительной норме 1500 м³/га и трех вегетационных поливах нормой – 500 м³/га, урожайность в сравнении с контролем (А – без орошения), увеличивается на 34...40%. Наибольший урожай – 300 ц/га (вариант А3) наблюдается, если вегетационные поливы проводить: в 1-ю декаду – отрастание; 2-ю декаду – стебление; 4-ю декаду – перед началом бутонизации.

С помощью модели были проведены численные эксперименты для оптимизации режима орошения в различные по условиям погоды годы (табл. 3.4). В сухой 2007 год, для получения максимального возможного урожая сорта Зарница режим орошения

Таблица 2 – Оптимизация режима орошения люцерны посевной по условиям погоды. Сорт Зарница. Одесская область.

Вариант погоды	Количество поливов	Ороситель- ная норма, м ³ /га	Сроки полива (декады)							Урожайность зеленой массы, ц/га
			1	2	3	4	5	6	7	
			Норма вегетационного полива, м ³ /га							
По средним многолетним	3	1500	500	500	-	500	-	-	300	
Сухой, 2007	3	1950	650	650	-	650	-	-	300	
Влажный, 2004	1	300	-	-	-	-	-	-	300	

должен быть следующим. Оросительную норму за вегетацию до первого укоса необходимо увеличить до 1950 м³/га, вегетационные поливы соответственно увеличить до 650 м³/га, сроки проведения поливов остаются без изменений. В таком случае урожайность зеленой массы люцерны первого укоса составит 300 ц/га.

Во влажный 2004 год, количество поливов сокращается до одного в период отрастания люцерны, т.к. по условиям увлажнения этот период был засушливым, оросительная норма и вегетационный полив для получения урожайности 300 ц/га составляет 300 м³/га.

Выводы. Выращивание люцерны посевной в Одесском регионе в богарных условиях, позволяет получать урожай зеленой массы первого укоса в среднем до 180 ц/га. В условиях орошения продуктивность культуры увеличивается на 40 %. Учет погодных условий конкретного года, позволяет рационально использовать оросительные воды области.

Список литературы

1. *Агрокліматичний довідник по Одеській області /* М-во надзвичайних ситуацій України; Гідрометеорологічний центр Чорного та Азовського морів; за ред. В.М. Ситова, Т.І. Адаменко. – Одеса: Астропринт, 2011. – 204 с.
2. *Агрометеорологічні бюлетені по Одеській області (2001–2010р.р.)*
3. *Жигайло О.Л.* Динамічна модель формування продуктивності та якості врожаю капусти білоголової в Причорномор'ї. – Деп. У ДНТБ України 27.03.95 № 639 – Ук 95. Ан. Бюл. ВІНІТІ 1995 №7 б/о 114. – 12с.
4. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов.- Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 320 с.
5. *Полевой А.Н., Хохленко Т.Н.* Моделирование формирования урожая сельскохозяйственных культур в условиях орошения черноземов придунайской провинции // Почвоведение. – 1995. - № 12. – С. 1518 –1524.

Агрометеорологічна оцінка продуктивності люцерни на богарі та зрошуваних землях Одещини

Жигайло О.Л

За допомогою математичної моделі «Продуктивність люцерни посівний» виконано розрахунки врожайності зеленої маси люцерни за період із 2001 по 2010 р.р. Зроблена порівняльна оцінка отриманих результатів із багаторічними спостереженнями ХХ століття. Проведено оптимізація зрошувальних норм на посівах люцерни в 2004 і 2007 р.р.

Ключеві слова: модель, погода, зрошення, продуктивність, урожайність, люцерна посівна, Одеська область.

Agrometeorological productivity assessment of non-irrigated and irrigated Lucerne in Odessa Province **Zhigailo E.**

The yield of Lucerne green mass for the period since 2001 to 2010 was calculated using the mathematical model "Productivity of Lucerne". The comparative assessment of obtained results and long-term observations in XX century was performed. The optimization of irrigation norms for Lucerne fields in 2004 and 2007 was fulfilling.

Keywords: model, weather, irrigation, productivity, yield, Lucerne, Odessa region.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ СРОКОВ СЕВА НА ПРОДУКЦИОННЫЙ ПРОЦЕСС ГОРОХА ПО ОСНОВНЫМ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИМ ЗОНАМ УКРАИНЫ

В работе приведены результаты численных экспериментов, дана количественная оценка влияния различных сроков сева на интенсивность фотосинтетической деятельности культуры гороха в основных природно-климатических зонах Украины.

Ключевые слова: модель, площадь листьев, сроки сева, фотосинтетический потенциал, урожайность.

Введение. Горох – однолетнее травянистое растение, относящееся к бобовому растению. Растения гороха обладают способностью эффективно использовать питательные вещества в почве за счет наличия клубеньковых бактерий на корнях, а также сильно разветвленной корневой системы, проникающей на большую глубину. Длина вегетационного периода является сортовым признаком у гороха. Горох – светолюбивое растение [1]. По отношению к длине дня основные эколого-географические группы гороха являются длиннодневными [2].

Горох на территории Украины занимает свыше двух третей общей площади, отведенной под зернобобовые культуры. В оценке воздействия факторов внешней среды на продуктивность посевов, в оптимизации структур и функций посевов и в разработке принципов программирования урожайности важное место занимают математические модели продукционного процесса растительного покрова и формирования урожая. Построение математических моделей фитоценоза открывает возможности объединить знания по физиологии растений, биофизике, метеорологии, геоботанике в единое целое, с тем, чтобы изучить, как функционирует и развивается со временем фитоценоз, в котором выявляются закономерности, характерные для фитоценоза в целом. Являясь важной культурой, горох, тем не менее, недостаточно изучен в агрометеорологическом отношении. Поэтому исследования агрометеорологических условий произрастания гороха являются, несомненно, актуальными и необходимыми [3].

Материалы и методы исследования. Целью исследования являлось изучение влияния агрометеорологических условий на формирование продуктивности гороха по основным природно-климатическим зонам Украины. В качестве исходной информации использовались среднеобластные данные наблюдений на сети гидрометеорологических и агрометеорологических станций Гидрометслужбы Украины. В качестве теоретической основы исследования использована динамическая модель формирования урожая сельскохозяйственных культур, адаптированная нами применительно к культуре гороха.

Результаты исследований и их анализ. Продуктивность посевов, определяемая по динамической модели, находится в зависимости, с одной стороны, от факторов внешней среды, а с другой, – от параметров модели. Следовательно, с помощью динамической модели можно оценить влияние различных факторов среды на продуктивность посева [4].

С помощью модели формирования урожая можно исследовать фотосинтетическую деятельность посевов в различных ситуациях и различных природно-климатических зонах [5]. При этом могут быть рассмотрены самые различные сочетания параметров, характеризующие условия произрастания.

Даний численний експеримент був проведений на основі середньомноголітніх даних агрометеорологічних спостережень за період з 1961 по 1990 рік. С допомогою модифікованої моделі були розраховані основні показники інтенсивності фотосинтезу і врожаю культури гороха по основним природно-кліматическим зонам України: Полісся (Чернігівська обл.), Лесостепі (Черкаська обл.), Північній Степів (Кіровоградська обл.) і Південній Степів (Одеська обл.). В результаті виконаної роботи дана кількісна оцінка впливу термінів сів на інтенсивність фотосинтетическої діяльності рослин в посівах і врожай бобів гороха по основним природно-кліматическим зонам України. В якості такої оцінки для гороха прийнята величина прироста рослинної маси за декаду.

Аналіз агрометеорологічних умов показує, що інтенсивний приріст пов'язаний з покращенням водного і теплого режиму [6]. Середня за декаду температура повітря на момент сів гороха в Полісся (друга декада квітня) знаходилася в одному діапазоні 9.5°C ; в Лесостепі (друга декада квітня) – 10.4°C ; в Південній і Північній Степів (перша і друга декада квітня) – 11.4°C і 14.2°C , відповідно. Осадки в цей же період випадали нерівномірно: в Полісся (друга декада квітня) опадків випало – 20 мм; в Лесостепі (друга декада квітня) – 14мм; в Південній і Північній Степів (перша і друга декада квітня) – 14мм.

Відзначені особливості агрометеорологічних умов, що відповідають таким чином, відбилися на формуванні площі листової поверхні і рівні чистої продуктивності фотосинтезу гороха [7].

Аналіз агрометеорологічних умов показує, що інтенсивний приріст пов'язаний з покращенням водного і теплого режиму. Так, максимальний показник площі листків в Полісся припадає на терміни сів в третю декаду квітня і становить $3 \text{ м}^2/\text{м}^2$, відносна вологозабезпеченість становить 0.64 одн.ед., температура повітря становить 16.6°C ; в Лесостепі максимальна площа листків припадає на другу декаду квітня і становить $2.9 \text{ м}^2/\text{м}^2$, температура повітря була 17°C , відносна вологозабезпеченість 0.57 одн.ед. В Південній і Північній Степів максимальні показники площі листків припадають на терміни сів в першу і другу декаду квітня і склали: в Південній Степів – $2.5 \text{ м}^2/\text{м}^2$, відносна вологозабезпеченість в цей період становить 0.57 одн.ед., температура повітря 16°C , а в Північній Степів – $2.8 \text{ м}^2/\text{м}^2$, відносна вологозабезпеченість в цей період становить 0.56 одн.ед., температура повітря 17.1°C .

На рис.1 представлений графік динаміки зміни площі листків гороха по декадам за період вегетації в Полісся (на прикладі ст. Чернігів). На рис.1 видно, що максимальні показники площі листків припадають на другий термін сів, що відповідає третій декаді квітня.

На рис.2 представлений графік динаміки зміни площі листків гороха в Лесостепі (ст.Черкаси). На рис.2 видно, що максимальні показники площі листків припадають на другий термін сів, що відповідає другій декаді квітня.

На рис.3 і 4 представлені графіки динаміки зміни площі листків гороха в Південній (ст. Одеса) і Північній Степів (ст.Кіровоград). На рис.3 можна побачити, що максимальні показники площі листків спостерігалися в перший термін сів (ст.Одеса), що відповідає другій декаді квітня.

На рис.4 видно, що максимальні показники площі листків спостерігалися в другий термін сів (ст.Кіровоград), що відповідає другій декаді квітня.

Важливу роль в формуванні врожаю гороха грає продуктивність роботи листків. Розглянемо чисту продуктивність фотосинтезу в період, що відповідає максимальній площі листків. В Полісся в третю декаду квітня ЧПФ склали $15.9 \text{ г}/\text{м}^2$ доби; в Лесостепі в другу декаду квітня становить $17.4 \text{ г}/\text{м}^2$ доби.

Площадь листьев, m^2/m^2

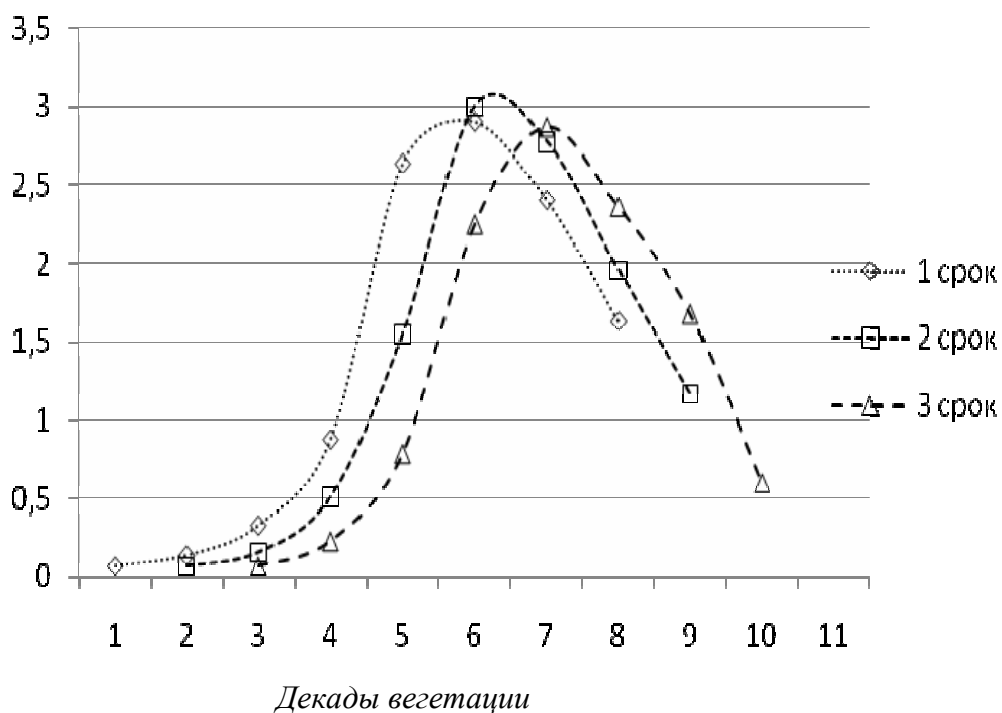


Рис.1 – График динамики изменения площади листьев гороха по декадам за период вегетации в Черниговской области.

Площадь листьев, m^2/m^2

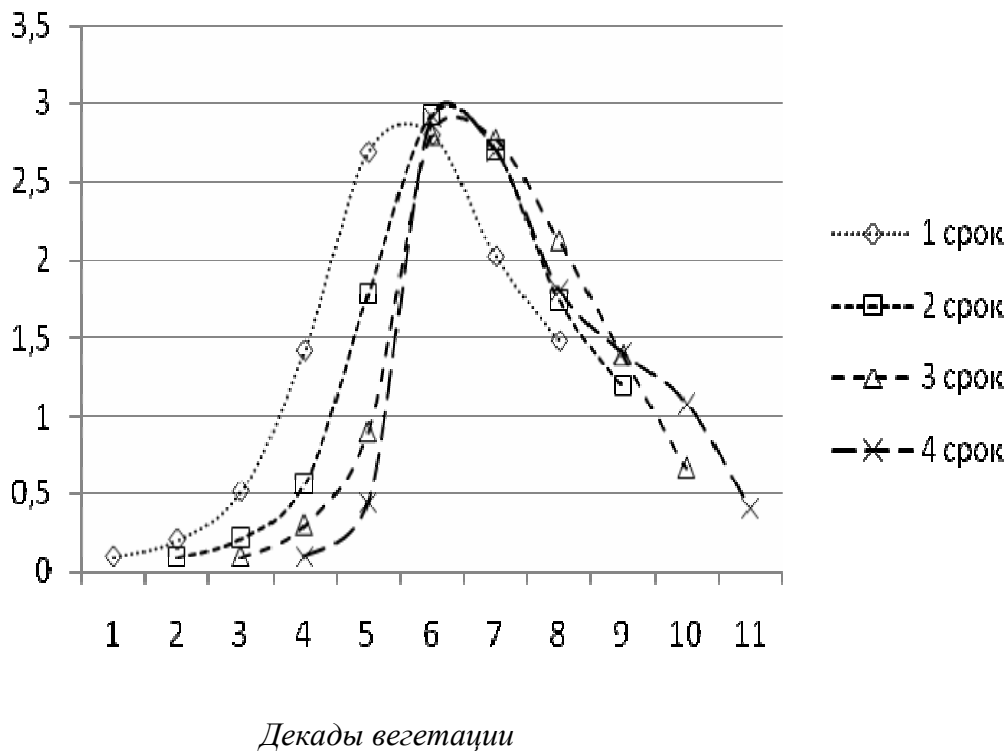


Рис.2 – График динамики изменения площади листьев гороха по декадам за период вегетации в Черкасской области.

Площасть листків, м²/м²

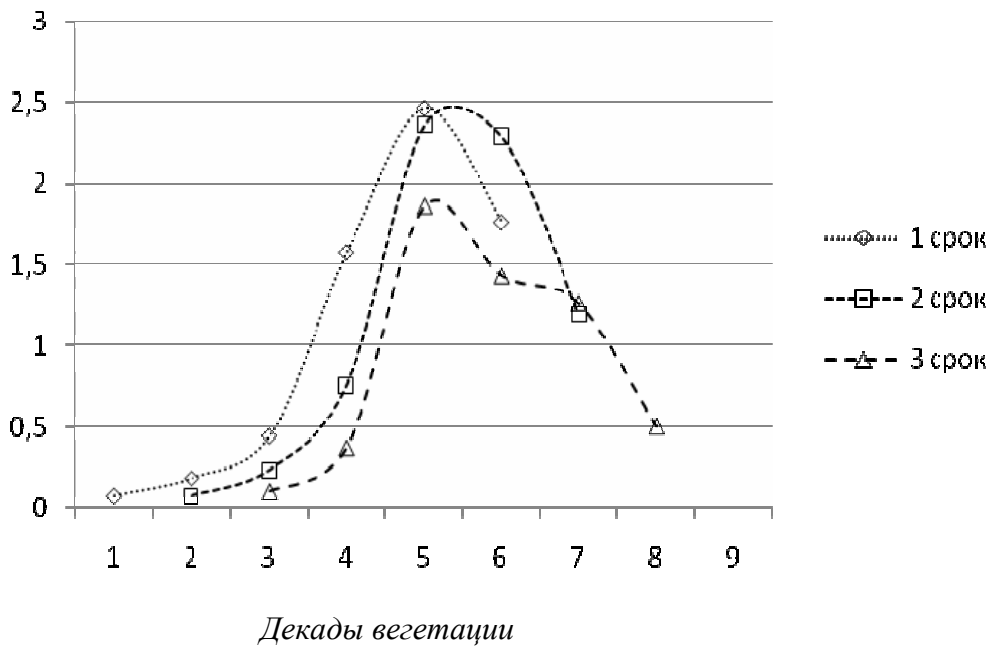


Рис.3 – Графік динаміки зміни площі листків гороха по декадам за період вегетації в Одеській області.

В Южній і Северній Степях в першу і другу декади квітня ЧПФ склали: Южня Степь – 20.1 г/м² сутки і 21.8 г/м² сутки, відповідно.

Площасть листків, м²/м²

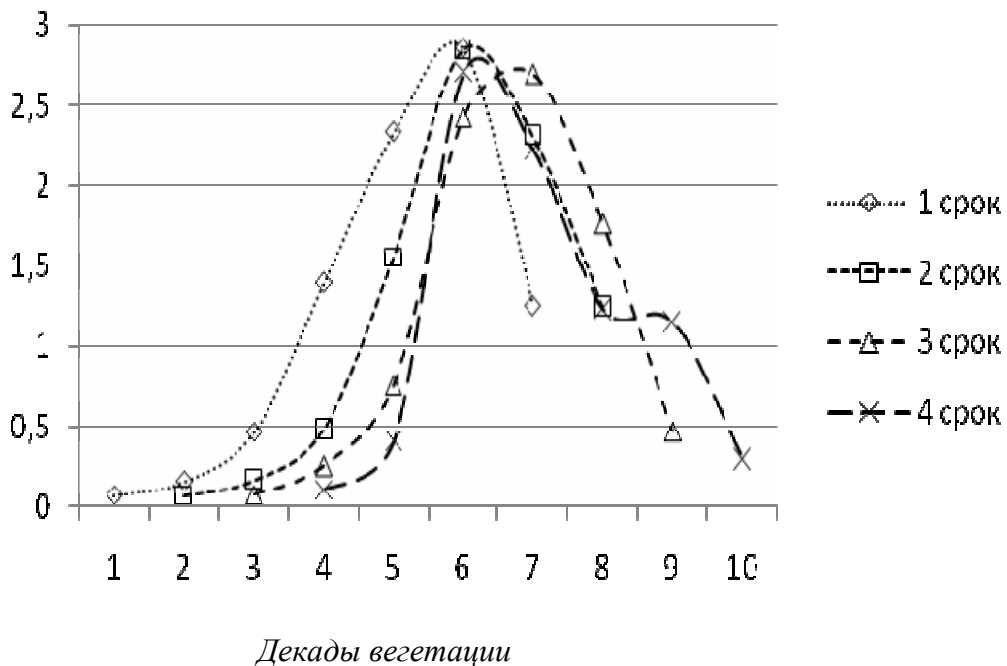


Рис.4 – Графік динаміки зміни площі листків гороха по декадам за період вегетації в Кіровоградській області.

Интенсивность фотосинтеза (ЧПФ) определяет продукционный процесс гороха. Кривые хода ЧПФ показывают, что падение и рост ее у растений гороха различных вариантов наблюдались в одни и те же периоды. Поскольку растения находились в различных фазах развития, можно предположить, что изменение продуктивности фотосинтеза в значительной степени определяются агрометеорологическими условиями [8].

Кривые динамики чистой продуктивности фотосинтеза гороха в Полесье по декадам за период вегетации представлены на рис.5 (ст.Житомир). На рис.5 видно, что максимальные показатели ЧПФ приходятся на второй срок сева (ст.Чернигов), что соответствует третьей декаде апреля. Анализ влияния на ЧПФ среднедекадной температуры воздуха показывает, что в их ходе имеется согласованность. На рис.5 видно, что рост продуктивности в третьей декаде апреля составил до 15.9 г/м^2 в сутки при повышении температуры до $16.6 \text{ }^\circ\text{C}$, при сумме осадков 25.7 мм , падение ЧПФ с 15.9 до 2 г/м^2 в сутки происходило при повышении температуры с 16.6 до $26 \text{ }^\circ\text{C}$.

ЧПФ, г/м^2 сутки

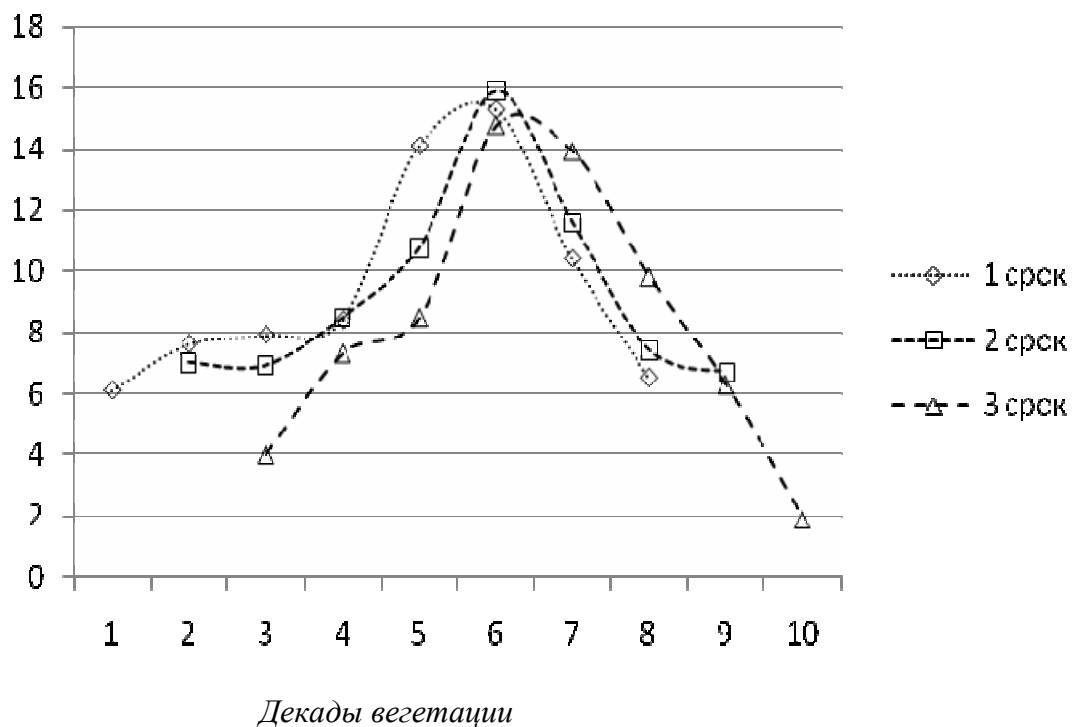


Рис.5 – График динамики чистой продуктивности фотосинтеза у растений гороха по декадам за период вегетации в Черниговской области.

Кривые динамики ЧПФ гороха в Лесостепной зоне Украины по декадам за период вегетации представлены на рис.6 (на примере ст. Черкассы). На рис.6 видно, что максимальные показатели ЧПФ приходятся на третий срок сева, что соответствует второй декаде апреля. На рис.6 видно, что рост продуктивности во второй декаде апреля составил до 17.4 г/м^2 в сутки при повышении температуры до $17.0 \text{ }^\circ\text{C}$, при сумме осадков 29.2 мм , падение ЧПФ с 17.4 до 2 г/м^2 в сутки происходило при повышении температуры воздуха с 17.0 до $28 \text{ }^\circ\text{C}$.

Кривые динамики ЧПФ гороха в Южной и Северной Степи Украины по декадам за период вегетации представлены на рис.7 и рис.8 (ст.Одесса, ст.Кировоград).

ЧПФ, г/м² сутки

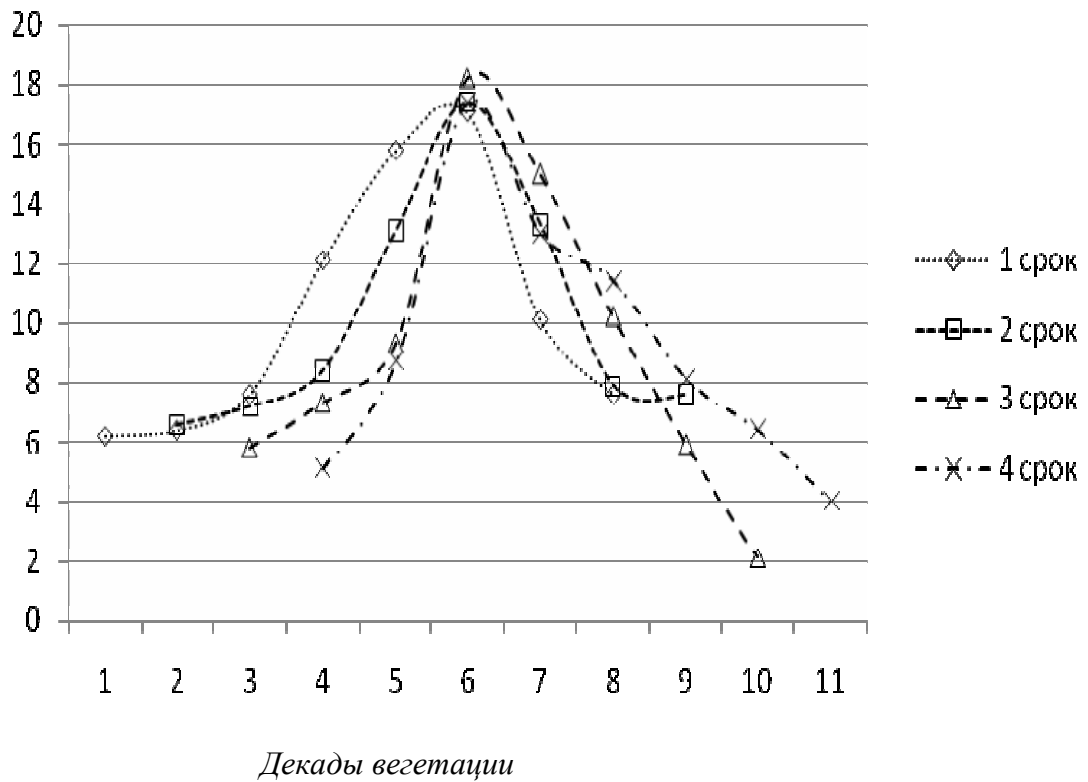


Рис.6 – Графік динаміки чистої продуктивності фотосинтеза у рослин гороха по декадам за період вегетації в Черкаській області.

ЧПФ, г/м² сутки

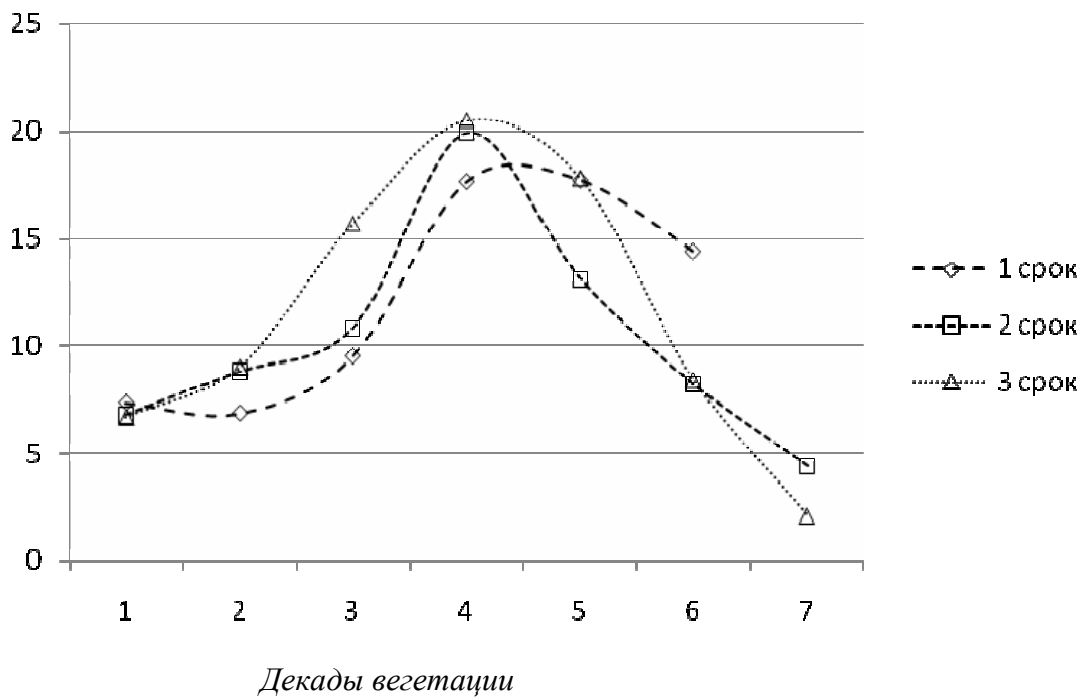


Рис.7 – Графік динаміки чистої продуктивності фотосинтеза у рослин гороха по декадам за період вегетації в Одеській області.

На рис.7 максимальные показатели ЧПФ приходятся на первый срок сева, что соответствует второй декаде апреля, рост продуктивности во второй декаде апреля составил до 20.1 г/м^2 в сутки при повышении температуры до $17.1 \text{ }^\circ\text{C}$, при сумме осадков 28.6 мм , падение ЧПФ с 20.1 до 3 г/м^2 в сутки происходило при повышении температуры воздуха с 17.1 до $32 \text{ }^\circ\text{C}$; на рис.8 – максимальные показатели ЧПФ приходятся на третий срок сева, что соответствует третьей декаде апреля, рост продуктивности во второй декаде апреля составил до 21.8 г/м^2 в сутки при повышении температуры до $17.5 \text{ }^\circ\text{C}$, при сумме осадков 24.2 мм , падение ЧПФ с 21.8 до 2 г/м^2 в сутки происходило при повышении температуры воздуха с 17.5 до $30 \text{ }^\circ\text{C}$.

ЧПФ, г/м^2 сутки

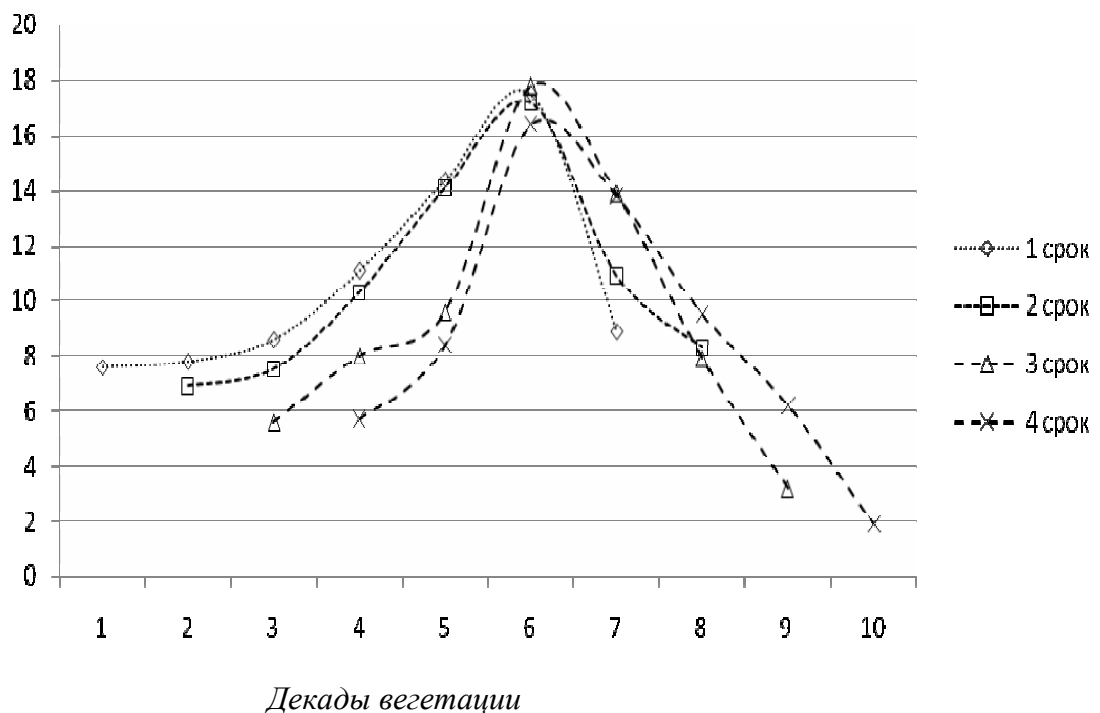


Рис.8 – График динамики чистой продуктивности фотосинтеза у растений гороха по декадам за период вегетации в Кировоградской области.

Результаты расчетов представлены в таблице1

Проанализировав показатели фотосинтетического потенциала (ФСП) в каждой природно-климатической зоне в различные сроки сева, мы видим, что максимальные значения в Полесье приходятся на вторую декаду апреля и составляют: на ст.Чернигов – $1181 \text{ м}^2/\text{м}^2$. В Лесостепи максимальные значения ФСП приходятся на первую декаду апреля (ст.Черкассы) и составляют: $1122 \text{ м}^2/\text{м}^2$. В Северной и Южной степи максимум ФСП наблюдается: Южная Степь – в третью декаду апреля (ст.Одесса) и составляет $690 \text{ м}^2/\text{м}^2$; в Северной Степи – во вторую декаду апреля (ст.Кировоград) - $868 \text{ м}^2/\text{м}^2$.

Максимальные показатели урожая гороха (при 14% влажности бобов) в Полесье, так же как и максимальные показатели ФСП и площади листьев, пришлись на третью и декаду апреля и составляют 21.7 ц/га (ст.Чернигов). В Лесостепи максимальные показатели урожая гороха, так же как и максимальные показатели площади листьев, пришлись на вторую декаду апреля и составляют 22.8 ц/га (ст.Черкассы). В Южной и Северной Степи максимальные показатели урожая наблюдались в первую и вторую декады апреля: Южная Степь – во второй декаде апреля 16.2 ц/га (ст.Одесса); Северная Степь – во вторую декаду апреля 19.4 ц/га (ст.Кировоград)

Таблица 1 – Влияние различных сроков сева на основные показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожай бобов гороха

Природно-климатические зоны	Сроки сева	Максимальная площадь листьев, м ² /м ²	Относительн. влагообеспеченность, отн.ед.	Температура воздуха за декаду, °С	ЧПФ в период с максимальной площадью листьев, г/м ² сутки	К _{хоз}	Сухая масса бобов, г/м ²	ФСП, м ² /м ²	Урожай, ц/га при 14% влажности бобов
Полесье (Чернигов)	18.04	2.9	0.67	15.9	15.3	0.21	215	1181	21.5
	28.04	3	0.64	16.6	15.9	0.23	217	1134	21.7
	8.05	2.9	0.63	17.4	14.8	0.23	195	1087	19.5
Лесостепь (Черкаcсы)	6.04	2.8	0.59	16.1	17.5	0.17	191	1122	19.1
	16.04	2.9	0.57	17.0	17.4	0.21	228	1120	22.8
	26.04	2.8	0.55	17.8	18.2	0.21	213	1104	21.3
	6.05	2.9	0.54	18.6	17.4	0.2	176	1045	17.6
Южная Степь (Одесса)	11.04	2.5	0.57	16.0	20.1	0.22	162	649	16.2
	21.04	2.4	0.54	17.4	19.9	0.21	139	690	13.9
	1.05	1.9	0.51	17.8	17.7	0.23	122	553	12.2
Северная Степь (Кировоград)	2.04	2.8	0.56	17.1	17.5	0.23	192	852	19.2
	12.04	2.8	0.55	17.1	17.2	0.23	194	868	19.4
	22.04	2.7	0.5	18.2	17.8	0.23	179	845	17.9
	2.05	2.7	0.47	19.2	16.4	0.21	139	784	13.9

Выводы. В результате выполненной работы было изучено влияние различных сроков сева на интенсивность фотосинтетической деятельности растений культуры гороха в основных природно-климатических зонах Украины: Полесье, Лесостепи, Южной и Северной Степи. Дана сравнительная количественная оценка продуктивности гороха в различных природно-климатических зонах при различных сроках сева. Полученные результаты показали, что при поздних сроках сева формирование продуктивности гороха проходит при менее благоприятных агрометеорологических условиях, что приводит к значительному снижению площади листьев, которое в свою очередь приводит к уменьшению ФСП и, как следствие этого, к снижению урожая.

Список литературы

1. Антоний А.К. Пылов А.П. Зернобобовые культуры на корм и семена. – Л.: Колос, 1980. - 221 с.
2. Володин В.И., Широбокова Е.С. Об изменчивости фотосинтеза некоторых зернобобовых культур // Научные труды Всес.НИИЗК.- 1966. - Т.1. - С.91 – 101.
3. Гуленко А.Т. Характер формирования листьев гороха. // «Растениеводство». – 1968. - Вып.5. - С.69 – 72.
4. Гуляев Б.И., Рожко И.И., Рогаченко А.Д. Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений. – Киев: Наукова думка, 1989.-112 с.
5. Демина Р.Б. Влияние метеорологических факторов на рост и развитие бобов. // Сборник трудов аспирантов и молодых научных сотрудников ВИР. – 1965. - №6. - С.53 – 60.
6. Панина В.Ф. Показатели оценки агрометеорологических условий формирования урожая зерна гороха. // «Метеорология и гидрология». – 1965. - №2. - С.27 – 29.
7. Синицына Н.И., Ле Тхи Ким Зунг. К вопросу определения площади листовой поверхности гороха. // «Метеорология, гидрология и климатология»- 1984. - Вып.20. – С. 24 – 32.
8. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 176 с.

Моделювання впливу різних строків сівби на продукційний процес гороху по основним природно-кліматичним зонам України.

Иконникова В.В.

Були представлені результати чисельних експериментів, дана кількісна оцінка впливу різних строків сівби на інтенсивність фотосинтетичної діяльності рослин гороху в основних природно-кліматичних зонах України.

Ключові слова: модель, площа листя, строки сівби, фотосинтетичний потенціал, врожайність.

Modeling of influence of different terms of sowing on photosynthetic productivity of beans in Ukraine.

Иконникова В.В.

The results of numeral experiments are resulted and quantitative estimation of influencing of different terms of sowing on intensity of photosynthetic activity of plans of culture of beans in the basic natural-climatic areas of Ukraine is given.

Keywords: model, area of leaves, terms of sowing, photosynthetic potential, productivity

ДИНАМИКА УРОЖАЙНОСТИ САХАРНОЙ СВЁКЛЫ В ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЕ УКРАИНЫ НА ПРИМЕРЕ ХМЕЛЬНИЦКОЙ ОБЛАСТИ

В работе рассматриваются временные ряды средней по области урожайности сахарной свёклы в Лесостепи за период 1981-2010 гг. Описывается способ оценки правильности выделения тенденции урожайности. Приводятся результаты анализа динамики урожайности сахарной свёклы по пятилетиям.

Ключевые слова: сахарная свекла, динамика урожайности, тренд, абсолютный прирост, темп роста.

Введение. Украина принадлежит к традиционно сахарным государствам мира, что обусловлено достаточно благоприятными почвенно-климатическими и экономическими условиями для развития свекловодства и производства сахара. Сахарная свекла имеет огромное народнохозяйственное значение как пищевая, стратегическая и кормовая культура, является одной из наиболее затратных и высокотехнологических сельскохозяйственных культур. Высокая доходность культуры и почвоулучшающая агротехника способствовали широкому распространению ее по всей территории Украины [1, 2].

Продуктивность сахарной свёклы зависит от соответствия климатических ресурсов биологическим особенностям и агротехнике возделывания культуры, т.е. урожайность является интегральным показателем, отражающим влияние всего комплекса условий сельскохозяйственного производства.

Сахарная свекла выращивается в различных почвенно-климатических зонах страны, но основные площади посевов фабричной сахарной свеклы сосредоточены в лесостепной зоне Украины

Лесостепь Украины – одна из наиболее высокопродуктивных почвенно-климатических зон земледелия. Тут гармонично объединяются все необходимые факторы жизни растений: длительный и теплый вегетационный период, наличие достаточного количества осадков на протяжении вегетационного периода, благоприятный рельеф территории, богатые и плодородные черноземные почвы [3].

Лесостепь занимает на Украине около 34 % территории, что составляет 20 - 21 млн. га. Она является важнейшей сельскохозяйственной зоной. Удельный вес этой зоны в производстве валовой продукции сельского хозяйства превышает 42 %, тогда как сельскохозяйственных угодий на ее долю приходится несколько более 35 %, а под пашней— 15 млн. га.

Материалы и методы исследований. Получение высоких и стабильных урожаев сельскохозяйственных культур, в том числе и сахарной свеклы всегда было и остается основной задачей земледелия. Колебания значений урожая сахарной свёклы по годам значительны. Для получения планируемых урожаев наряду с детальной оценкой агроклиматических ресурсов необходимо изучение временной изменчивости урожаев в разных агроклиматических зонах.

Урожайность в каждом конкретном году формируется под воздействием целого комплекса факторов. Однако, при решении практических вопросов, часто возникает необходимость раздельной оценки степени влияния на урожайность, как уровня культуры земледелия, так и условий погоды. В основу такой оценки положена идея В.М. Обухова [4, 5] о возможности разложения временного ряда урожайности любой

культуры на две составляющие: стационарную и случайную. Эта идея получила дальнейшее развитие в исследованиях других авторов [6].

Для прогнозирования тенденции урожайности на ближайшие годы в практике агрометеорологии чаще всего применяют два метода – наименьших квадратов [7, 8] и гармонических весов [6, 9, 10].

Результаты исследований и их анализ. Метод гармонических весов впервые был предложен З. Хельвигом [11]. Позднее этот метод получил дальнейшее развитие в исследованиях А.А. Френкеля [8] А.Н.Полевого [9] и других.

Сущность метода гармонических весов (МГВ) состоит в том, что значения переменного ряда взвешиваются так, чтобы более поздние наблюдения имели большие веса, т.е. влияние более поздних наблюдений должно сильнее отражаться на тенденции урожайности, чем влияние более ранних.

При использовании МГВ в качестве некоторого приближения $f(t)$ истинного $f(t)$ временного ряда урожайности сельскохозяйственных культур

$$Y_t \quad (t = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (1)$$

принимается ломаная линия, сглаживающая заданное число точек временного ряда Y_t . Отдельные отрезки ломаной линии (скользящего тренда) представляют его отдельные фазы. Для определения отдельных фаз движения скользящего тренда выбираем число лет, образующих отдельную фазу, причем $k < n$, и с помощью метода наименьших квадратов находим уравнение линейных отрезков

$$Y_i(t) = a_i + b_i t \quad (i = 1, 2, \dots, n - k + 1) \quad (2)$$

причем:

$$\begin{array}{ll} \text{для} & i = 1, t = 1, 2, \dots, k; \\ \text{для} & i = 2, t = 2, 3, \dots, k + 1; \\ \text{для} & i = n - k + 1, t = n - k + 1, n - k + 2, \dots, n. \end{array}$$

Параметры a_i и b_i уравнения (1) определяются методом наименьших квадратов.

Затем определяем значение каждой функции $Y_i(t)$ в точках

$$t = i + h - 1 \quad (h = 1, 2, \dots, k).$$

Из этих значений отбираем те, для которых $t = 1$, и через $Y_j(t)$ обозначаем функции $Y_i(t)$ для $t = i$. Пусть таких значений будет g_i . Среднее можно определить по выражению

$$\bar{Y}_i = \frac{1}{g_i} \sum_j^{g_i} Y_i(t), \quad (j = 1, 2, \dots, g_i) \quad (3)$$

Приросты w_{t+1} функция $f(t)$ определяется как

$$w_{t+1} = f(t+1) - f(t) = \bar{Y}_{t+1} - \bar{Y}_t, \quad (4)$$

вычисляется средняя приростов

$$\bar{w} = \sum_{t+1}^{n-1} C_{t+1}^n \cdot w_{t+1}, \quad (5)$$

где C_{t+1}^n – коэффициенты, удовлетворяющие следующим условиям:

$$C_{t+1}^n > 0 \quad (t = 1, 2, \dots, n-1),$$

$$\sum_{t=1}^{n-1} C_{n+1}^n = 1.$$

Гармонические коэффициенты определяются по формуле

$$C_{t+1}^n = \frac{m_{t+1}}{(n-1)}, \quad (6)$$

где m_{t+1} - гармонические веса.

Выражение (3) позволяет придавать более поздним наблюдениям большие веса. Если самые ранние наблюдения имеют вес:

$$m_2 = \frac{1}{(n-1)}, \quad (7)$$

то вес информации m_3 , относящейся к следующему моменту времени, будет определяться как:

$$m_3 = \frac{m_2 + 1}{(n-2)}. \quad (8)$$

Таким образом, ряд гармонических весов определяется по уравнению:

$$m_{t+1} = m_t + \frac{1}{n-t} \quad (t = 2, 3, \dots, n-1) \quad (9)$$

с начальным значением, выраженным уравнением (6).

Экстраполяция тенденции временного ряда урожайности производится по выражению:

$$\bar{Y}_{t+1} = \bar{Y}_t + \bar{w}, \quad (10)$$

при начальном условии $\bar{Y}_t = \bar{Y}_n$.

Предложенный алгоритм описывает метод расчета точек динамической составляющей временного ряда урожайности по МГВ, а также позволяет по тенденции временного ряда прогнозировать ее величину на ближайшие 1 – 2 года.

Нами был проведен анализ графика динамики урожайности сахарной свеклы в Хмельницкой области. Также была рассчитана линии тренда методом гармонических весов и была проведена оценка правильности выбора тренда.

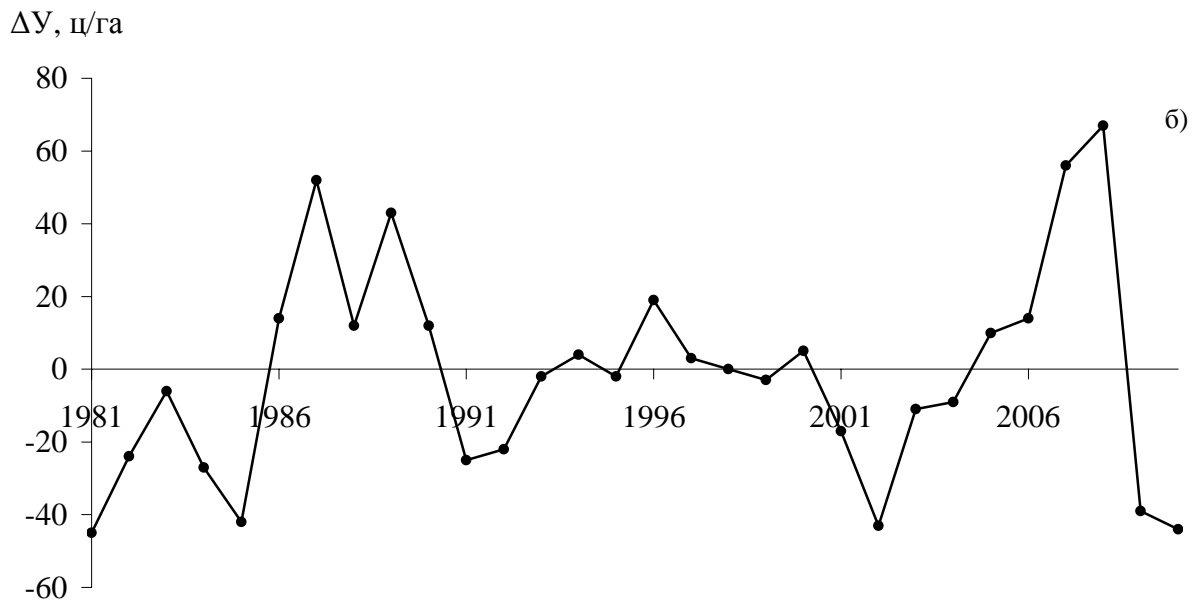
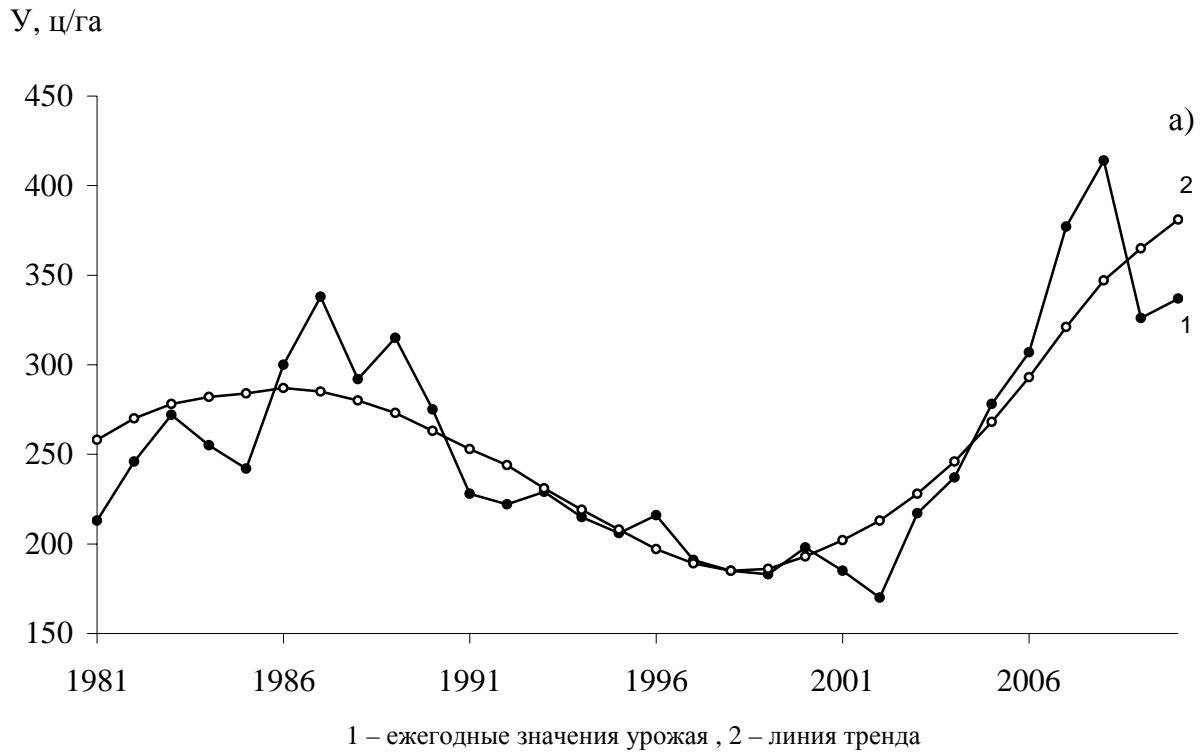


Рис. 1 - Динамика урожайности сахарной свеклы (а) и отклонения урожаев в отдельные годы от точек тренда (б) в Хмельницкой области.

На рис. 1 представлена динамика урожайности изменения тенденции (а) и отклонения от тренда в Хмельницкой области (Лесостепь) (б) за 30 лет с 1981 по 2010 год. Выровненный уровень урожайности (рис. 1 а) на начало рассматриваемого периода составил 258 ц/га, на конец исследуемого периода значение урожая выросло и составило 381 ц/га. Минимальное значение урожая сахарной свеклы (170 ц/га)

наблюдалось в 2002 году, а максимальное значение – в 1987 и 2010 годах и составило 387 ц/га.

Влияние погодных условий на урожайность представлено в виде отклонений на графике отклонения урожайности сахарной свеклы от линии тренда (рис. 1 б) в Хмельницкой области.

В 14 годах из 30 лет наблюдались благоприятные погодные условия, что дало возможность получить прибавку урожая от 2,5 до 67 ц/га. В остальные годы климатические условия оказали отрицательную роль на урожай, что выразилось в отрицательном отклонении от -1,6 до -44,9 ц/га (рис. 1 б).

Для оценки объективности выбранной линии тренда требуется проверка на случайность и стационарность ряда отклонения от тренда. Для проверки основной гипотезы (изменение случайной величины ε_t не связано с изменением времени) воспользуемся критерием серий, основанным на медиане ε_{med} выборки [6]. Для того, чтобы исходный ряд представлял случайную выборку, протяженность $k_{max}(n)$ самой длинной серии (последовательность плюсов или минусов, полученных путем сопоставления каждого члена ряда с медианой) не должна быть слишком большой, а общее число серий $v(n)$ – слишком маленьким. Выборка признается случайной, если выполняются следующие неравенства (для 5 %-го уровня значимости):

$$\left. \begin{aligned} K_m(n) &< [3,3(\lg n + 1)] \\ v(n) &> \left[\frac{1}{2}(n + 1 - 1,96\sqrt{n-1}) \right] \end{aligned} \right\}, \quad (11)$$

Чтобы получить левые части неравенств (11) из отклонений от тренда $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_n$, образуем для каждой из рассматриваемых областей вариационный ряд $\varepsilon^{(1)}, \varepsilon^{(2)}, \dots, \varepsilon^{(n)}$ где $\varepsilon^{(1)}$ – наименьшее из всех отклонений, а ε_{med} – медиана этого вариационного ряда. Далее получим последовательность плюсов и минусов по следующему правилу. На i -м месте ($i=1, 2, \dots, n$) ставится знак плюс, если i -е наблюдение в исходном ряду превосходит медиану, и знак минус, если оно меньше медианы. Если i -е наблюдение равно медиане, оно опускается. Затем подсчитываем протяженность самой длинной серии $k_{max}(n)$ и общее число серий $v(n)$ для каждой области.

Расчет приведен в табл.1 для временного ряда сахарной свёклы в Хмельницкой области. Для рассматриваемого случая протяженность самой длинной серии $k_{max}(n)$ равна 5, а правая часть первого выражения неравенства (11) равна 5,6. Общее число серий $v(n)$ составляет 9, а правая часть второго выражения неравенства (11) равна 2,23. Сравнение левых и правых частей неравенств (11) показывает, что оба неравенства справедливы.

Таким образом, гипотеза о случайном характере отклонений уровней временного ряда урожайности от тренда принимается. Возрастающая тенденция урожайности, характеризующая уровень культуры земледелия при средних почвенно-климатических условиях, исключена из временного ряда верно.

Был также выполнен анализ изменения тенденции урожайности для сахарной свеклы в Хмельницкой области по пятилетиям за 30 лет (1981-2010 гг.).

Среди значительного числа показателей, характеризующих изменение уровней временного ряда (абсолютный прирост, коэффициент роста, коэффициент прироста,

темп роста, средняя хронологическая, средний абсолютный прирост, средний темп роста), нами рассматриваются две характеристики: абсолютный прирост тенденции урожайности ΔY_T и темп роста тенденции урожайности T_p .

Таблица 1 - Оценка случайности отклонений урожайности сахарной свёклы от тренда в Хмельницкой области

Год	ε	ε в убывающем порядке	Серии	Год	ε	ε в убывающем порядке	Серии
1981	-44,9	66,6	-	1996	18,8	-2,3	+
1982	-24	56,2	-	1997	2,5	-2,9	+
1983	-6	51,7	-	1998	0,2	-6	+
1984	-26,9	42,5	-	1999	-2,9	-8,7	-
1985	-42,3	18,8	-	2000	5,3	-10,5	+
1986	13,5	14,2	+	2001	-16,7	-16,7	-
1987	51,7	13,5	+	2002	-42,8	-21,9	-
1988	12,2	12,2	+	2003	-10,5	-24	-
1989	42,5	12	+	2004	-8,7	-25,3	-
1990	12	10,2	+	2005	10,2	-26,9	+
1991	-25,3	5,3	-	2006	14,2	-38,5	+
1992	-21,9	4	-	2007	56,2	-42,3	+
1993	-2,3	2,5	-	2008	66,6	-42,8	+
1994	4	0,2	+	2009	-38,5	-43,5	-
1995	-1,6	-1,6	+	2010	-43,5	-44,9	-
$\varepsilon_{med} = -1,95$							

Таблица 2 – Оценка правильности выбора тренда урожайности сахарной свёклы в Хмельницкой области

Почвенно-климатическая зона, область	$k_{max}(n)$	$v(n)$	$3.3(\lg n + 1)$	$\frac{1}{2}(n + 1 - 1.96\sqrt{n-1})$
Хмельницкая	5	9	5,6	2,23

Абсолютный прирост – важнейший статистический показатель динамики, определяется в разностном соотношении, сопоставлении двух уровней ряда динамики в единицах измерения исходной информации

$$\Delta Y_T = Y_{T_i} - Y_{T_{i-k}}, \quad (12)$$

где Y_{T_i} - значение тенденции урожайности в i -й год ($i=1, 2, 3, \dots, n$), ц/га;

$Y_{T_{i-k}}$ - базисный уровень, отстоящий от Y_{T_i} на k ($k=5$), ц/га.

Абсолютный прирост может иметь отрицательный знак, показывающий, насколько уровень изучаемого периода ниже базисного.

Темп роста – распространенный статистический показатель динамики. Он характеризует отношение двух уровней ряда и может выражаться в виде коэффициента или в процентах

$$T_p = \frac{Y_{T_i}}{Y_{T_{i-k}}} 100 \% . \quad (13)$$

Если темп роста больше единицы (или 100%) , то это показывает на увеличение изучаемого уровня по сравнению с базисным. Темп роста, равный единице (или 100%) , показывает, что уровень изучаемого периода по сравнению с базисным не изменился. Темп роста меньше единицы (или 100%) показывает на уменьшение уровня изучаемого периода по сравнению с базисным. Темп роста всегда имеет положительный знак.

Численные значения средних характеристик по пятилетиям за рассматриваемый период (1981-2010 гг.) для Хмельницкой области приведены в табл. 3, которая включает в себя абсолютный прирост тенденции урожайности (ц/га), характеризующий знак и величину прироста тенденции по пятилеткам, а также относительную характеристику темпа роста тенденции (по отношению к базисному уровню).

Таблица 3 – Динамика основных характеристик тенденций среднеобластной урожайности сахарной свеклы по Хмельницкой области (первая строка - абсолютный прирост, ц/га; вторая – темп роста, %)

Почвенно-климатическая зона, область	Годы наблюдений					
	1981-1985	1986-1990	1991-1995	1996-2000	2001-2005	2006-2010
Лесостепь						
Хмельницкая	-2,8 99	6,6 104	-13,8 95	-1,6 99	18,0 108	11,8 105

Рассмотрим динамику тенденции среднеобластной урожайности сахарной свеклы в Хмельницкой области.

Максимальное значение абсолютного прироста тенденции урожайности наблюдается в пятой пятилетке (2001-2005) - 18,0 ц/га. В этот период отмечается максимальный темп роста тенденции урожайности, который составляет 108 % соответственно. Минимальные значения абсолютного прироста тенденции урожайности наблюдается в третьей пятилетке (1991-1995) и составляет (-13,8) ц/га. Минимальные значения темпа роста тенденции урожайности наблюдается в этот же период и составляет 95 %.

Выводы. Таким образом, нами объективно выделена тенденция средней областной урожайности сахарной свёклы и выявлена особенность в динамике этой тенденции в Хмельницкой области за период 1981-2010гг., которые указывают на то, что, начиная с 1991 года, прирост тенденции становится резко отрицательным. В последующие пять лет тенденция немного возрастает, хотя и остается отрицательной. Темпы роста урожайности так же резко снижаются в третьей пятилетке, в следующей пятилетке мы видим лишь очень незначительный их рост. С 2001 года (пятая

пятилетка) значения абсолютного прироста тенденции и темпы роста резко и значительно возрастают. В следующей пятилетке показатели немного уменьшаются, но остаются положительными.

Список литературы.

1. *Розміщення продуктивних сил України: Навч.-метод. Посібник для самост. вивч. дисц.* / С.І. Дорогунцов, Ю.І. Пітюренко, Я.Б. Олійник та ін. – К.:КНЕУ, 2000. – 364с.
2. *Атлас України.* / Под редакцией М. Г. Онищенко – Винница: «Картография», 1999 - С.32-39.
3. *Сахарная свёкла (Выращивание, уборка, хранение)*/Д. Шпаар, Д. Дрегер, А. Захаренко: Под общ. ред. Д. Шпаара – М.: ИД ООО «DLV Агродело», 2006. – 315с.
4. *Обухов В.М.* Урожайность и метеорологические факторы. – М.: Госпланиздат, 1949. – 318с.
5. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование при дуктивности посевов. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 319 с.
6. *Колосков П.И.* Климатические факторы сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 328с.
7. *Дмитренко В.П.* О моделях расчета урожайности сельскохозяйственных культур с учетом гидрометеорологических факторов//Метеорология и гидрология.-1971.-№5. – С.84-91.
8. *Френкель А.А.* Математические методы анализа динамики и прогнозирования производительности труда. - М.:Экономика, 1972.- 189 с.
9. *Полевой А.Н.* Динамико-статистические методы прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур//Метеорология и гидрология.-1981.- №2.- С.92-102.
10. *Полевой А.Н.* Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.:Гидрометеиздат, 1983. – 175с.
11. *Goudriaan J.* Crop micrometeorology: a simulation study. – Pudoc, Wageningen, 1977. - 170р.

Динаміка врожайності цукрових буряків в лісостеповій зоні України на прикладі Хмельницької області. Костюкевич Т.К.

В роботі розглядаються часові ряди середньої по області врожайності цукрових буряків у Лісостепу за період 1981-2010 рр.. Описується спосіб оцінки правильності виділення тенденції урожайності. Наводяться результати аналізу динаміки врожайності цукрових буряків по п'ятиріччям.

Ключові слова: цукрові буряки, динаміка врожайності, тренд, абсолютний приріст, темп зростання .

Dynamics of sugar beet yield in the steppe zone of Ukraine by the example of Khmel'nitsky region. Kostiykevych T.K.

We consider the time series average of the yield of sugar beet in the forest-steppe in the period 1981-2010 years. Describes a method for assessing the correctness of allocation trends in yields. The results of the analysis of the dynamics of sugar beet yield on five-year periods.

Keywords: sugar beet, dynamics crop yields, trend, the absolute increase, growth rate.

УДК 502.51(285)+612.392.4

¹А.А. Полищук, к.х.н., ²Г.В. Яловский, ¹Т.Н. Мозолевская, ¹В.И. Гольцов

¹ООО «Инфокс», филиал «Инфоксводоканал»

²Одесский национальный университет имени И.И. Мечникова

СОДЕРЖАНИЕ ФОСФАТОВ В Р. ДНЕСТР И СТОЧНЫХ ВОДАХ Г. ОДЕССА

Показана проблема увеличения содержания фосфатов в поверхностном источнике водоснабжения (р. Днестр) и сточных водах г. Одесса, а также даны сравнительные характеристики основных методов их анализа.

Ключевые слова: фосфаты, поверхностные и сточные воды, методы анализа.

Вступление. Фосфор и его соединения играют важнейшую роль для живых организмов, участвуя во всех видах обмена веществ. Однако, как его недостаток, так и избыток способен вызвать нежелательные последствия [1]. В последние годы, в летний период, участились случаи «цветения» воды в водоёмах, что приводит к гибели их обитателей, вносит труднообратимые изменения в экосистему, а также значительно усложняет очистку вод, используемых для хозяйственно-питьевого потребления. Вызвано это все возрастающим поступлением в реки и озера веществ, имеющих высокий коэффициент биоаккумуляции, т.е. являющихся для растений удобрениями. Большую часть таких веществ составляют фосфаты. Многие из них являются водорастворимыми, в результате чего они в огромном количестве попадают в окружающую среду, приводя к нежелательным последствиям.

Цель исследования – оценка содержания фосфатов в воде поверхностного источника водоснабжения (р. Днестр), сточных водах г. Одесса, и методов их определения.

Объекты и исходные материалы исследования. Основные источники попадания фосфатов в поверхностные воды – промышленные, сельскохозяйственные, и особенно бытовые сточные воды. Поскольку и производство, и потребление дешёвых синтетических моющих средства в нашей стране не уменьшается, тенденции к снижению содержания фосфатов в окружающей среде ожидать не приходится. В 1950-х годах содержание фосфатов в р. Днестр находилось в пределах 0,04-0,06 мг/дм³, в 2011 г. оно достигло 0,25-0,35 мг/дм³.

Согласно «Правилам приема сточных вод предприятий в коммунальные и ведомственные системы канализации населенных пунктов Украины» [2] ПДК загрязнений в сточных водах, которые приходят на сооружения биологической очистки, по фосфатам не должны превышать 10,0 (г/м³). В течение последних десятилетий на станции биологической очистки (СБО) «Южная» наблюдается возрастание содержания фосфатов в сточных водах, поступающих на очистку: 1990 г. – 5,2 мг/дм³, 2001 г. – 8,9 мг/дм³, 2011 г. – 28,3 мг/дм³, пиковые значения достигают 60 мг/дм³.

Предельное содержание фосфатов в питьевой воде и воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования – 3,5 мг/дм³ [3-5]. Согласно «Предельно-допустимому сбросу (ПДС) веществ, поступающих в водные объекты с возвратными водами береговых предприятий ООО «Инфокс» филиал «Инфоксводоканал», утвержденному 09.09.2010 г., в водах, сбрасываемых в р. Днестр, предельно допустимое содержание фосфатов составляет 0,1 мг/дм³, т.е. значительно меньше чем в питьевой воде. Вызвано это тем, что они вызывают эвтрофикацию («усиление трофики») и эргоденизацию («рождение энергии») водных сред. Поэтому, в

водоёмах со слабым течением или отсутствием такового, в тёплое время года, когда температура воды максимальна, при достаточных содержаниях других биогенных элементов существует повышенная вероятность бурного развития водорослей. Вследствие этого, количество растворённого в воде кислорода резко уменьшается, выделяются в огромных количествах продукты разложения водорослей и продукты жизнедеятельности микроорганизмов (метан, аммиак, сероводород и т.п.), которые приводят к гибели раков, рыб и т.д. Обилие водорослей в подаваемой на очистку воде быстро выводит из строя песчаные фильтры водоочистных сооружений (ВОС), которые приходится часто регенерировать. Это приводит к снижению объемов воды, подаваемой потребителю. «Цветение» воды, вызываемое развитием сине-зеленых водорослей, приносит в воду токсины – вещества белкового происхождения, присутствие в воде которых не устраняется существующими методами очистки питьевых вод.

В ДСТУ 4808:2007 «Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання» гидробиологический показатель «Фитопланктон» нормируется более жестко, чем в предшествующем нормативном документе (ГОСТ 2761-84 «Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора»):

для рек и каналов доминирование диатомовых водорослей

1 класс качества воды – менее 1 тыс. клеток в 1 дм³

2 класс качества воды – 1-4 тыс. клеток в 1 дм³

3 класс качества воды – 5-10 тыс. клеток в 1 дм³

4 класс качества воды – более 10 тыс. клеток в 1 дм³

для водохранилищ, лиманов, озер доминирование сине-зеленых водорослей

1 класс качества воды – менее 10 тыс. клеток в 1 дм³

2 класс качества воды – 10-40 тыс. клеток в 1 дм³

3 класс качества воды – 50-100 тыс. клеток в 1 дм³

4 класс качества воды – более 100 тыс. клеток в 1 дм³.

Явления, связанные с развитием в воде водорослей и вынужденным снижением производительности ВОС «Днепр», имели место в августе-сентябре 2007 г. (450-480 тыс. м³/сут) и июле 2008 г. (466-490 тыс. м³/сут) по сравнению с производительностью станции при работе в обычном режиме (600-620 тыс. м³/сут). Как показали результаты гидробиологических анализов проб воды, исследованных в лаборатории фитопланктона Одесского филиала Института биологии южных морей НАН Украины, наблюдающееся умеренное «цветение» воды связано с интенсивным развитием пресноводных диатомовых и зеленых водорослей, вызванным сбросом вод, содержащих биогенные вещества. «Цветение» имело место в водоемах и водотоках, где численность клеток в 1 дм³ превышало 1 млн. Результаты гидробиологических исследований представлены в табл. 1.

Таблица 1 – Результаты гидробиологических исследований

Район отбора проб	Численность микроводорослей, клеток/дм ³			
	07.07.2008	09.07.2008	10.07.2008	22.07.2008
Река Днепр	545 400	2 783 000	-	915 988
Река Быстрый Турунчук	21 300 000	2 500 000	-	121 700
Канал 1	14 441 400	2 201 000	1 280 000	1 864 128
Канал 2	7 330 900	395 000	1 680 000	159 384

Для борьбы со сложившимся явлением и восстановлением работоспособности фильтров были приняты следующие меры:

- применение первичного хлорирования;
- выделение фильтров с низким фильтроциклом на отдельных блоках;
- замер фракционного состава верхних слоев загрузки фильтров;
- снятие верхнего слоя песка (по данным лабораторных исследований);
- обеззараживание загрузки фильтров для предотвращения роста биомассы водорослей;
- применение прерывистой промывки фильтров для увеличения фильтроцикла.

Методы исследования. Постоянный контроль содержания фосфатов в воде водоёмов и питьевой воде различными методами позволяет оценить степень риска для водных экосистем, особенно для организмов, обитающих в водной среде, и человека, пользующегося водными ресурсами. На сегодняшний день существуют несколько аттестованных методик по определению ортофосфатов и полифосфатов [6-10]. Сравнительная характеристика этих методик представлена в табл. 2.

В методиках [7-10] анализируемой формой фосфора являются производные комплекса $(\text{NH}_4)_3[\text{PMo}_{12}\text{O}_{40}]$, в которых один из атомов Мо замещен на V: $(\text{NH}_4)_4[\text{PVMo}_{11}\text{O}_{40}]$ [9]; и Sb: $(\text{NH}_4)_8[\text{PSbMo(V)}_4\text{Mo(VI)}_7\text{O}_{39}]$ [7-9]. Одно из специфических свойств гетерополиоксометаллов состоит в том, что они сохраняют устойчивость и строение, находясь в различных окислительно-восстановительных состояниях. Поэтому применение восстановителей приводит к изменению степени окисления молибдена $[\text{Mo(VI)} \rightarrow \text{Mo(V)}]$, в результате чего меняется окраска и увеличивается коэффициент экстинкции комплекса (а, следовательно, и чувствительность определения) без его разрушения [11].

Интенсивность и устойчивость окраски зависит от наличия восстановителя и его окислительно-восстановительного потенциала. Без восстановителя цвет комплекса является жёлтым с относительно небольшим коэффициентом светопоглощения. Поэтому методика [7], использующая эту форму для анализа, более подходит для объектов, в которых содержание фосфатов достаточно высокое.

Применение в методиках [8-10] в качестве восстановителя аскорбиновой кислоты (окислительно-восстановительный потенциал E^0 при pH 1,05 равен 0,326 В) способствует более устойчивой (до 24-х часов), однако менее интенсивной окраске, чем при использовании хлорида олова. Также требуется больше времени для достижения устойчивой окраски. Использование тартрата калия-сурьмы сокращает это время до 10-15 минут.

Использование хлорида олова как более сильного восстановителя (окислительно-восстановительный потенциал $E^0 = 0,15$ В) усиливает окраску, что дополнительно увеличивает чувствительность метода. Однако, устойчивость ее значительно снижается с течением времени из-за постепенного восстановления определяемой формы до бесцветного гетерополиоксокомплекса. В этом случае воспроизводимость результатов может быть несколько ниже.

Таблица 2 – Сравнительная характеристика методик определения фосфатов в воде

	ГОСТ 18309-72 Вода питьевая. Метод определения содержания полифосфатов	КНД 211.1.4.043-95 Методика фотометричного визначення фосфатів у стічних водах	МВВ 081/12-0005-01 Методика виконання вимірювань масової концентрації розчинних ортофосфатів фотометричним методом	РНД 09-05-2002 Методика виконання вимірювань масової концентрації ортофосфатів	ДСТУ ISO 6878:2003 Якість води. Визначення фосфору. Спектриметричний метод із застосуванням молібдату амонію
Объект исследования	Питьевая вода	Сточные воды	Поверхностные и очищенные сточные воды	Сточные воды	Все виды воды
Формы соединений фосфора	Ортофосфаты, полифосфаты	Ортофосфаты			Ортофосфаты, фосфаты, которые гидролизуются, общий фосфор
Диапазон измеряемых концентраций (калибровочный график)	0,01-0,4 (0,01-0,4) мг/дм ³ [по (PO ₄) ³⁻]	2-5 мг/дм ³ (по P ₂ O ₅) 2,68-6,70 (1,34-33,5) мг/дм ³ [по (PO ₄) ³⁻]	0,05-100 (0,05-0,50) мг/дм ³ [по (PO ₄) ³⁻]	2-15 (0,1-1,0) мг/дм ³ [по (PO ₄) ³⁻]	0,005-0,8 мг/дм ³ (по P) (0,04-0,4) мг/дм ³ (по P) (0,12-1,2) мг/дм ³ [по (PO ₄) ³⁻]
Диапазон длин волн, длина оптического слоя, коэффициент экстинкции	690-720 нм, 2-3 см, 26125 дм ³ ·моль ⁻¹ ·см ⁻¹	440 нм, 1-2 см	710-880 нм, 5 см	690 нм, 5 см, 14250 дм ³ ·моль ⁻¹ ·см ⁻¹	880 нм или 700 нм (со снижением чувствительности), 1-5 см
Реагенты	Молибденовокислый аммоний (кислый р-р). Молибденовокислый аммоний (слабокислый р-р). Р-р серной кислоты. Р-р двухлористого олова.	Р-р А: аммоний ванадиевокислый мета. Р-р Б: аммоний молибденовокислый. Р-р В: азотная кислота. Смешанный реактив – А : Б : В = 1 : 1 : 1.	Р-р А: серная кислота. Р-р Б: аммоний молибденовокислый. Р-р В: аскорбиновая кислота. Р-р С: калий сурьмяновиннокислый. Р-р Д: сульфаминовая кислота. Смешанный реактив - А : Б : В : С : Д = 5 : 2 : 2 : 1 : 1.	Р-р А: серная кислота. Р-р Б: аммоний молибденовокислый. Р-р В: аскорбиновая кислота. Р-р С: антимионил тартрат калия. Смешанный реактив - А : Б : В : С = 5 : 2 : 2 : 1.	Молибденовокислый аммоний (кислый р-р). Молибденовокислый аммоний (слабокислый р-р). Р-р серной кислоты. Р-р аскорбиновой кислоты.

Продовження табл.

Мешающие влияние	Железо > 1 мг/дм ³ , растворимые силикаты > 25 мг/дм ³ . Их влияние устраняется разбавлением пробы. Нитриты до 25 мг/дм ³ устраняются добавлением к пробе 0,1 г сульфаминовой кислоты	Предельное содержание, мг/дм ³ : силикаты - 20, фториды - 15, алюминий - 30, хлориды - 100, магний - 7, сульфаты - 200, аммоний - 100, нитраты - 70, барий - 0,2, мышьяк(V) - 0,002, железо - 50, натрий - 50, калий - 40, кальций - 100	Предельное содержание, мг/дм ³ : сульфиды - 3, хлориды - 200, хроматы - 2, железо (III) - 1, нитриты - 25	Предельное содержание, мг/дм ³ : сульфиды и сероводород (сера II) - 3, хроматы - 2, нитриты - 25, арсенаты - 2, железо - 1	Мутность, цветность, арсенаты до 2 мг/дм ³ (по As) устраняются добавлением к пробе тиосульфата натрия
Примечание	Обязательно фильтрование пробы через бумажный фильтр "синяя лента"	Обязательно фильтрование пробы через бумажный фильтр "синяя лента". Сильнокислые и сильнощелочные пробы предварительно нейтрализуют	Обязательное фильтрование пробы через мембранный фильтр (0,45 мкм). Сильнокислые и сильнощелочные пробы предварительно нейтрализуют		
Химизм	<p>ГОСТ: $n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot m\text{H}_2\text{O} + (3n-m)\text{H}_2\text{O} \xrightarrow{\text{H}^+} 2n\text{H}_3\text{PO}_4$</p> <p>$14(\text{PO}_4)^{3-} + 24(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 72\text{H}_2\text{SO}_4 \longrightarrow 14(\text{NH}_4)_3[\text{PMo}_{12}\text{O}_{40}] + 51(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + 21(\text{SO}_4)^{2-} + 168\text{H}_2\text{O}$</p> <p>$[\text{PMo}_{12}\text{O}_{40}]^{3-} + 2\text{Sn}^{2+} \longrightarrow [\text{PMo(V)}_4\text{Mo(VI)}_8\text{O}_{40}]^{7-} + 2\text{Sn}^{4+}$</p> <p>КНД: $7(\text{PO}_4)^{3-} + 11(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 7\text{NH}_4\text{VO}_3 + 66\text{HNO}_3 \longrightarrow 7(\text{NH}_4)_4[\text{PVMo}_{11}\text{O}_{40}] + 45\text{NH}_4\text{NO}_3 + 21(\text{NO}_3)^- + 77\text{H}_2\text{O}$</p> <p>МВВ: $14(\text{PO}_4)^{3-} + 22(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 14\text{K}(\text{SbO})\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_6 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O} + 24\text{H}_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6 \longrightarrow 14(\text{NH}_4)_8[\text{PSbMo(V)}_4\text{Mo(VI)}_7\text{O}_{39}] + 14\text{NH}_4\text{KC}_4\text{H}_4\text{O}_6 + 3(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_6\text{O}_6 + 21(\text{SO}_4)^{2-} + 147\text{H}_2\text{O}$</p> <p>РНД: $14(\text{PO}_4)^{3-} + 22(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 14\text{K}(\text{SbO})\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_6 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O} + 24\text{H}_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6 \longrightarrow 14(\text{NH}_4)_8[\text{PSbMo(V)}_4\text{Mo(VI)}_7\text{O}_{39}] + 14\text{NH}_4\text{KC}_4\text{H}_4\text{O}_6 + 3(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_6\text{O}_6 + 21(\text{SO}_4)^{2-} + 147\text{H}_2\text{O}$</p> <p>ДСТУ: $n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot m\text{H}_2\text{O} + (3n-m)\text{H}_2\text{O} \xrightarrow{\text{H}^+} 2n\text{H}_3\text{PO}_4$</p> <p>$14(\text{PO}_4)^{3-} + 22(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 14\text{K}(\text{SbO})\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_6 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O} + 24\text{H}_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6 \longrightarrow 14(\text{NH}_4)_8[\text{PSbMo(V)}_4\text{Mo(VI)}_7\text{O}_{39}] + 14\text{NH}_4\text{KC}_4\text{H}_4\text{O}_6 + 3(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + 28\text{C}_6\text{H}_6\text{O}_6 + 21(\text{SO}_4)^{2-} + 147\text{H}_2\text{O}$</p>				

Результаты исследования и их анализ. Осуществление объективного и достоверного анализа воды с целью контроля ее качества является общей задачей для всех сфер водопользования и в первую очередь для обеспечения безопасности и безвредности воды в системах хозяйственно-питьевого водоснабжения. С помощью внутрилабораторного контроля и межлабораторных испытаний можно оценить надежность получаемых лабораторией результатов, выявить причины неудовлетворительности характеристик результатов, если таковые имеются, и устранить эти причины впоследствии.

С этой целью 3.11.2011 г. было проведено совместное исследование лабораторий филиала «Инфоксводоканал» (центральной химико-бактериологической лаборатории (ЦХБЛ), ВОС «Днепр» и СБО «Южная») и Управления экологии по определению содержания фосфатов в речной воде (р. Днепр) и сточной воде, принимаемой на очистных сооружениях г. Одесса. Каждая лаборатория, участвующая в исследовании, использовала свою методику по определению фосфатов. Для дополнительной проверки точности все лаборатории получили по две контрольные пробы с содержанием $(\text{PO}_4)^{3-}$ 0,4 и 2,0 мг/дм³, соответственно. Результаты исследований представлены в табл. 3.

Таблица 3 – Результаты межлабораторных испытаний

Наименование пробы	Приписанное значение, мг/дм ³	Результаты исследований содержания фосфатов в воде							
		Лаб.1		Лаб.2		Лаб.3		Лаб.4	
		мг/дм ³	Z-индекс	мг/дм ³	Z-индекс	мг/дм ³	Z-индекс	мг/дм ³	Z-индекс
Контрольная 1	0,40	0,40	0,00	0,34	-0,82	0,27	-1,73	0,40	0,00
Контрольная 2	2,00	2,14	0,49	1,93	-0,24	1,44	-1,94	1,98	-0,07
Речная вода	0,24	0,26	0,53	0,27	0,65	0,18	-1,16	1,80	32,91
Сбросной канал	10,86	11,35	0,4	11,02	0,13	4,60	-5,16	16,48	4,63
Методика исследований		[6]		[8]		[10]		[8]	

По результатам исследований, а именно по анализу показателя «Z-индекс» [12], был сделан вывод о некорректности выполнения требований методик анализа ($|Z| > 3$) сотрудниками Лаб.3 и Лаб.4. Причины ошибок установлены и устранены.

Выводы. Для предупреждения «цветения» воды, в том числе связанного с развитием токсичных видов водорослей, что может негативно отразиться на водоснабжении г. Одесса, целесообразно периодическое обследование всех водных путей до пункта водозабора для выявления источников, стимулирующих развитие водорослей, а также проведение круглогодичного мониторинга качества воды, поступающей на водозабор, включая гидробиологические показатели. Уменьшить содержание фосфатов в природных и сточных водах можно двумя основными способами: либо ограничить возможности их попадания (запретить использование фосфатов в моющих средствах, сократить применение фосфатных удобрений), либо дополнять технологии водоподготовки очисткой от фосфатов. Второй путь видится намного более затратным.

Для контроля содержания фосфатов наиболее универсальными являются методики [6] и [10], по которым можно определять не только орто-, но и полифосфаты.

Методика [6] более удобна для анализа питьевой воды, в которой содержание фосфатов относительно невелико. При относительно большем содержании ортофосфатов в пробе – для получения более воспроизводимых и достоверных результатов – можно воспользоваться методиками [8-10]. Методика [7] оптимальна для анализа сточных вод.

Список литературы

1. *Фосфор* в окружающей среде / Под ред. Э. Гриффита, А.Битона, Дж.Спенсера, Д.Митчелла. - М.: Мир, 1977. - 760 с.
2. *Правила приймання стічних вод підприємств у комунальні та відомчі системи каналізації населених пунктів України, затверджені наказом Державного комітету будівництва, архітектури та житлової політики України від 19 лютого 2002 р. N 37.*
3. *Державні санітарні норми та правила «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної до споживання людиною» (ДСанПіН 2.2.4-171-10).*
4. *Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения (СанПиН 4630-88).*
5. *ДСТУ 4808:2007 Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання.*
6. *ГОСТ 18309-72 Вода питьевая. Метод определения содержания полифосфатов.*
7. *КНД 211.1.4.043-95 Методика фотометричного визначення фосфатів у стічних водах.*
8. *МВВ 081/12-0005-01 Методика виконання вимірювань масової концентрації розчинних ортофосфатів фотометричним методом.*
9. *РНД 09-05-2002 Методика виконання вимірювань масової концентрації ортофосфатів.*
10. *ДСТУ ISO 6878:2003 Якість води. Визначення фосфору. Спектрометричний метод із застосуванням молібдату амонію.*
11. *Скопенко В.В., Цивадзе А.Ю., Савранский Л.И., Гарновский А.Д. Координационная химия. – М.: Академкнига, 2007. – 487с.*
12. *Програми професійного тестування випробувальних лабораторій. Задачі, структура та принципи функціонування. Огляд міжнародних стандартів. - Tasis, Київ, 1999. - 19 с.*

Вміст фосфатів в р. Дністер та стічних водах м. Одеса.

Поліщук А.А., Яловський Г.В., Мозолєвська Т.М., Гольцов В.І.

Показана проблема зростання вмісту фосфатів в поверхневому джерелі водопостачання р. Дністер та стічних водах м. Одеса, а також наведені порівняльні характеристики основних методів їх аналізу.

Ключові слова: фосфати, поверхневі та стічні води, методи аналізу.

Contents of phosphates in the Dniester River and sewage of Odessa.

Polischuk A., Yalovskiy G., Mozolevska T., Goltsov V.

Shows the increase in phosphate content in the surface water source of the Dniester River and waste water, and provides comparative characteristics of modern methods of analysis.

Keywords: phosphate, surface water and wastewater, analysis techniques.

А.А. Дудинов, асс.

Одесский государственный экологический университет

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ РЕК В МЕЖДУРЕЧЬЕ ДНЕСТР-ПРУТ

Проведена статистическая обработка рядов максимальных расходов воды и слоев стока рек в междуречье Днестр-Прут и их обобщение по территории.

Ключевые слова: *статистические методы, трёхпараметрическое гамма-распределение, максимальные расходы, слой стока*

Введение. Общеизвестно, что процессы вследствие многообразия и сложных взаимодействий, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве, гидрологические явления имеют вероятностно-стохастический характер. В этой связи изучение и выявление фундаментальных закономерностей, свойственных широкому кругу гидрологических явлений, формирующихся вследствие сложных, нелинейных многофакторных связей, оказывается эффективным с использованием статистических методов. Разумеется, применение статистических методов в гидрологических исследованиях имеет определенные особенности, обусловленные специфичностью искомых явлений. [1]. В последние годы широкое применение получили также специфические вероятностно-стохастические и мультифрактальные модели анализа [2-7]. С точки зрения полноты и физической корректности описания гидрологических систем указанный класс методов в определенных аспектах уступает классическим динамическим методам, базирующимся на использовании уравнений типа Сен-Венана либо полной системы уравнений Навье-Стокса. Однако, статистические подходы позволяют относительно просто (с вычислительной точки зрения) и быстро получить крайне ценную информацию о пространственно-временном распределении фундаментальных гидрологических характеристик. Характеризуя статистические методы обработки, следует отметить ряд особенностей. Первая из них заключается в том, что в распоряжении имеется ограниченная информация, которая обычно не может быть существенно увеличена. В связи с этим особую важность приобретают вопросы приведения коротких гидрологических рядов и их статистических параметров к длительному периоду, экстраполяции различных кривых распределения за пределы данных измерений. Вторая особенность состоит в том, что ряды измерений речного стока нередко могут оказаться, неоднородными как во времени, так и в пространстве. Это значительно сужает возможности и осложняет статистическое описание совокупностей гидрологических величин. Чаще всего нарушение однородности рядов стоковых характеристик связано с хозяйственной деятельностью на водосборе. Третья особенность применения статистических методов в гидрологии связано с наличием внутрирядной связанности, которая нарушает принцип случайности, в результате чего объём независимой информации, заключенной в том или ином гидрологическом ряду, уменьшается. Целью данной статьи является статистический анализ рядов максимальных расходов воды для рек бассейна междуречья Днестр-Прут, а также статистическая обработка рядов максимальных слоев стока и обобщение их по территории.

Наиболее распространенные кривые распределения. Начнем с трёхпараметрического гамма-распределения. Данная кривая представляет общий случай распределения, описывающего стоковые ряды при любых соотношениях C_s к C_v [1,3]. Такое свойство трёхпараметрического гамма распределения исключает область

отрицательных значений при экстраполяции эмпирических кривых обеспеченности в нижней части. Отмеченная универсальность достигается за счет замены признака распределения X с помощью введения новой переменной Z

$$Z = b \cdot x^c, \quad (1)$$

где b и c - параметры функции. При $C_s=2C_v$ кривые Пирсона третьего типа и трёхпараметрического распределения совпадают, причем новый закон называется гамма распределением и описывается уравнением вида

$$F(z) = \alpha^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\alpha z} / \Gamma(\alpha), \quad (2)$$

где α - параметр, равный $1/C_{vz}^2$, $\Gamma(\alpha)$ - гамма-функция

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} z^{\alpha-1} e^{-z} / dz. \quad (3)$$

Различия выражений (2) и (3) при $C_s = 2C_v$ объясняются только тем, что при выводе уравнения (2) отсчет ведется не от модального значения, а от начала кривой распределения, т.е. при этом признак распределения всегда находится в области положительных значений. [1,3]. Если C_s отличается от $2C_v$, то (2) преобразуется в уравнение трёхпараметрического гамма распределения

$$f(z) = \beta^\alpha z^{\alpha-1} e^{-\beta z} / \Gamma(\alpha) \quad (4)$$

Параметры β и α связаны с параметрами C_s и C_v следующими соотношениями:

$$\alpha = 4 / C_{vz}^2, \quad \beta = 2 / (C_{sz} C_{vz}). \quad (5)$$

При $\alpha = \beta$, что соответствует $C_s = 2C_v$, уравнение (5) сводится к (2)

Биномиальное распределение Пирсона 3 типа. Если начало отсчёта совместить с модой, то её уравнение запишется в виде [2]

$$f(z) = y_0 e^{x/d} (1 + x/a)^{a/d}, \quad (6)$$

где a - расстояние от начала кривой до моды; d -радиус несимметричности; y -модальная ордината. [1]. Параметры уравнения (6) связаны с центральными моментами распределения, причем

$$a + d = 2\beta_2 / \beta_3, \quad (7)$$

где β_2 и β_3 - соответственно второй и третий центральные моменты.

Из (7) простыми преобразованиями можно получить одно из важных свойств биномиального распределения, определяющее область его применения. Для этого β_2 и β_3 выразим чрез статистические параметры m_x , C_s и C_v . Приняв во внимание, что $\beta_2 = \sigma_x^2$, а $C_v = \sigma_x / x$, запишем

$$\beta_2 = Cv^2 m_x^2. \quad (8)$$

Третий центральный момент связан с коэффициентом асимметрии C_s и средним квадратичным отклонением, откуда

$$\beta_3 = Cs \sigma_x^3 = Cs Cv^3 m_x^3. \quad (9)$$

Подставляя (7) и (8) в (6), можно получить:

$$a + d = 2Cv^2 m_x^4 / (Cs Cv^3 m_x^3) = 2Cv \cdot m_x / Cs. \quad (10)$$

В общем виде $a+d=m_x-x_{min}$ и далее можно записать

$$m_x - x_{min} = 2C_v m_x / C_s \quad (11)$$

или

$$C_s = 2C_v / (1 - k_{min}), \quad (12)$$

где $k_{min}=x_{min}/m_x$ – модульный коэффициент минимального значения ряда. При этом необходимо рассмотреть три возможных случая:

- 1) наименьшее значение ряда $x_{min}=0$,
- 2) $x_{min}>0$,
- 3) $x_{min}<0$.

В первом случае $C_s = 2C_v$, во втором $C_s > 2C_v$, и в третьем $C_s < 2C_v$. Третий случай противоречит природе стоковых рядов; поэтому биномиальная кривая может использоваться лишь при $C_s > 2C_v$.

Из свойств кривой биномиального распределения Пирсона 3 типа можно отметить следующее: она ограничена нижним, но не ограничена верхним пределом, т.е. при $x \rightarrow \infty$ кривая асимптотически приближается к оси абсцисс; опирается на три статистических параметра m_x , C_s и C_v , а при $x_{min}=0$ становится двухпараметрическим распределением, так как C_s не является самостоятельным параметром.

Статистическая обработка рядов максимальных расходов воды. Для рек бассейна междуречья Днестр-Прут в соответствии с рекомендациями нормативного документа СНиПа 2.01.14-83 статистическая обработка рядов максимальных расходов воды весеннего половодья проводилась двумя методами: моментов и наибольшего правдоподобия. Получены три основных статистических характеристики: среднее многолетнее значение, коэффициент вариации C_v , коэффициент асимметрии C_s (табл.1).

Как видно из табл.1 коэффициент вариации, рассчитанный по методу моментов колеблется в широких пределах – от 0,61 (р.Куболта-с.Куболты) до 2,41 (р.Картофлянка-с.Картофлянка); значения C_v , рассчитанные по методу наибольшего правдоподобия близки к значениям, рассчитанным по методу моментов. Во время статистической обработки также учитывался коэффициент автокорреляции R_l (табл.1), и в тех случаях, когда он оказывался значимым при расчёте C_v и C_s в формулы вносились соответствующие поправки. По методу моментов также получен коэффициент асимметрии C_s (табл.1), его значения изменяются – то 0,35 (р.Когильник-г.Котовск) до 3,56 (р.Реут-г.Бельцы). Поэтому в случае расчёта по методу наибольшего правдоподобия получено соотношение C_s/C_v , которое для рассматриваемой территории можно усреднить и принять равным 1.5. Во время статистической обработки также

учитывался коэффициент автокорреляции R_I (табл.1), и в тех случаях, когда он оказывался значимым при расчёте C_V и C_S в формулы вносились соответствующие поправки. По методу моментов также получен коэффициент асимметрии C_S (табл.1), его значения изменяются – то 0,35 (р.Когильник-г.Котовск) до 3,56 (р.Реут-г.Бельцы). Поэтому в случае расчёта по методу наибольшего правдоподобия получено соотношение C_S/C_V , которое для рассматриваемой территории можно усреднить и принять равным 1.5.

Следующим этапом статистической обработки рядов максимальных расходов являлся расчёт значений заданной вероятности превышения. Используя таблицы трёхпараметрического гамма – распределения [8] были определены модульные коэффициенты $k = f(C_V, C_S / C_V, P\%)$, а затем рассчитаны значения разной вероятности превышения, которые представлены в табл.2.

Таблица 1 - Статистические характеристики временных рядов максимальных расходов воды весеннего половодья

N	Река-пост	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментов			Метод наибольшей правдоподобности			
			C_V	C_S	R_I	λ_2	λ_3	C_V	C_V/C_S
1	Мурафа –с.Кудиевцы	13,6	1,37	3,11	-0,175			1,28	2,4
2	Марковка–с.Слобода Подлесовская	21,6	1	1,19	0,005			0,98	1,1
3	Каменка-пгт.Каменка	12,4	1,23	1,95	-0,11	-0,34	0,27		
4	Белоче-с.Белочи	10,9	1,51	2,6	-0,157			1,39	1,9
5	Чёрная-с.Чёрна	10,6	1,47	2,4	0,051			1,35	1,8
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	11,3	1,69	2,85	-0,11	-0,46	-0,38		-
7	Рыбница-с.Андреевка	3,22	0,95	1,29	-0,27	-0,28	0,19		-
8	Ягорлык-с.Дойбаны	11,3	1,25	2,29	0,1	-0,285	0,255	1,11	1,1
9	Реут-г.Бельцы	23,3	1,18	3,56	0,11	-0,22	0,22	1,01	2,4
10	Куболта-с.Куболты	21,6	0,61	1,05	0,31	-0,085	0,077	0,64	2,9
11	Кайнар-с.Севирово	13,6	0,93	1,79	0,18	-0,2	0,16	0,9	2
12	Картофлянка- с.Картофлянка	9,5	2,41	3,52	-0,09			2,04	1,7
13	Каменка–с.Гвоздово	12,9	1,33	2,15	-0,215			1,22	1,8
14	б.Погорна– с.Домулужаны	2,38	1,75	2,95	-0,061			1,57	1,9
15	Мал.Чулук-с.Теленешты	11,7	1,13	2	-0,02	-0,25	0,22	1,02	1
16	Кула-с.Гульбока	11,7	1	0,61	-0,477			0,92	0,7
17	Икель–с.Пашканы	7,19	0,73	0,9	-0,343			0,7	1,3
18	Балцата-с.Балцаты	2,74	1,65	3,1	-0,11	-0,41	0,36		-
19	Бык-г.Калараш	6,22	0,7	1,24	-0,15			0,69	1,8
20	Бык-г.Кишинев	11,5	1,01	1,34	-0,45	-0,26	0,2		-
21	Пожарная-с.Сипотены	3	0,79	1,4	-0,02	-0,16	0,12	0,75	1,7

Продолжение табл. 1

22	Ишновец-с.Сынжера	4,6	1,49	1,84	-0,16	-0,46	0,36		-
23	Ботна-с.Каушаны	9,53	1,61	2,34	-0,15	-0,44	0,38		-
24	Когильник-г.Котовск	5,39	0,63	0,35	0,04	-0,13	0,09	0,63	1
25	Тараклия-с.Тараклия	3,9	2,18	2,47	-0,13	-0,82	0,62		-
26	Ялпух-ж.д.ст.Комрат	4,49	1,54	2,45	-0,03	-0,55	0,36		-
27	Делия-с.Пырлица	2,4	1,05	1,31	-0,25	-0,27	0,21		-

Статистическая обработка рядов максимальных слоёв стока и обобщение их по территории. В соответствии с рекомендациями нормативного документа СНиПа 2.01.14-83 статистическая обработка рядов максимальных слоёв стока весеннего половодья также как и расходов для рек бассейна верхней части правобережья Днестра проводилась двумя методами: моментов и наибольшего правдоподобия. Получены три основных статистических характеристики: средние многолетнее значение, коэффициент вариации C_V , коэффициент асимметрии C_S . (табл.3). Как видно из табл. 3 коэффициент вариации слоёв стока, рассчитанный по методу моментов, колеблется в диапазоне – от 0,65 (р.Когильник –г.Котовск) до 1,7 (б.Тараклия – с.Тараклия); значения C_V , рассчитанные по методу наибольшего правдоподобия находятся в диапазоне – от 0,65 (р.Когильник –г.Котовск) до 1,24 (б.Погорна – с.Домулужаны).

В ходе статистической обработки также учитывался коэффициент автокорреляции R_1 (табл.3), при расчёте C_V и C_S . По методу моментов также получен коэффициент асимметрии C_S (табл.3), его значения изменяются – от 0,76 (р.Когильник –г.Котовск) до 3,66 (р.Каменка – пгт.Каменка). В случае расчёта по методу наибольшего правдоподобия получено соотношение C_S/C_V , которое для рассматриваемой территории можно осреднить и принять равным 2.5.

Таблица 2 - Расчет максимальных расходов весеннего половодья разной обеспеченности ($P=1,3,5,10\%$) при $C_S=2C_V$

N	Река-пост	$Q_{cp}, м3/с$	C_V	$Q_{1\%}, м3/с$	$Q_{3\%}, м3/с$	$Q_{5\%}, м3/с$	$Q_{10\%}, м3/с$
1	Мурафа-с.Кудиевцы	13,6	1,28	80,8	62,6	53,9	40,4
2	Марковка–с.Слобода Подлесовская	21,6	0,98	97,4	75,5	64,9	48,7
3	Каменка-пгт.Каменка	12,4	1,23	70,4	54,6	46,9	35,2
4	Белоче-с.Белочи	10,9	1,39	70,9	55,0	47,3	35,5
5	Чёрная-с.Чёрна	10,6	1,35	66,7	51,7	44,5	33,4
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	11,3	1,69	89,8	69,6	59,9	44,9
7	Рыбница-с.Андреевка	3,22	0,95	14,1	10,9	9,4	7,1
8	Ягорлык-с.Дойбаны	11,3	1,11	57,6	44,7	38,4	28,8
9	Реут-г.Бельцы	23,3	1,01	108,2	83,9	72,1	54,1
10	Куболта-с.Куболты	21,6	0,64	65,9	51,1	43,9	33,0
11	Кайнар-с.Севирово	13,6	0,9	56,4	43,7	37,6	28,2
12	Картофлянка– с.Картофлянка	9,5	2,04	92,5	71,7	61,7	46,3
13	Каменка–с.Гвоздово	12,9	1,22	72,7	56,4	48,5	36,4
14	б.Погорна– с.Домулужаны	2,38	1,57	18,1	14,0	12,1	9,1

Продолжение табл. 2

15	Мал.Чулуқ-с.Теленешты	11,7	1,02	54,9	42,6	36,6	27,5
16	Кула-с.Гульбока	11,7	0,92	49,1	38,1	32,7	24,6
17	Икель-с.Пашканы	7,19	0,7	23,7	18,4	15,8	11,9
18	Балцата-с.Балцаты	2,74	1,65	21,2	16,4	14,1	10,6
19	Бык-г.Калараш	6,22	0,69	20,2	15,7	13,5	10,1
20	Бык-г.Кишинев	11,5	1,01	53,4	41,4	34,8	26,7
21	Пожарная-с.Сипотены	3	0,75	10,5	8,1	6,8	5,3
22	Ишновец-с.Сынжера	4,6	1,49	32,3	25,0	18,1	16,2
23	Ботна-с.Каушаны	9,53	1,61	72	55,8	38,4	36,0
24	Когильник-г.Котовск	5,39	0,63	16,2	12,6	11,9	8,1
25	Тараклия-с.Тараклия	3,9	2,18	38,0	29,4	17,6	19,0
26	Ялпух-ж.д.ст.Комрат	4,49	1,54	32,5	25,2	17,9	16,3
27	Делия-с.Пырлица	2,4	1,05	11,6	9,0	7,5	5,8

Следующим этапом статистической обработки рядов максимальных слоёв являлся расчёт значений заданной вероятности превышения. Используя таблицы трёхпараметрического гамма – распределения [1] были определены модульные коэффициенты $k = f(C_v, C_s / C_v, P\%)$, а затем рассчитаны значения разной вероятности превышения, которые представлены в табл. 4. Существуют два подхода к обобщению слоев стока: картирование и районирование. Обобщение слоев стока весеннего половодья по территории обычно осуществляется путем его картирования. Приступая к картированию стоковых характеристик, прежде всего, необходимо исключить влияние ряда местных факторов, нарушающих широтную закономерность. К числу наиболее значимых, как уже отмечалось, относятся: высотное положение, залесенность, заболоченность, закарстованность водосборов и т.д. При исследовании воздействия на слой стока азональных факторов следует устранить возможные направленные изменения, обусловленные широтным положением водосборов. В бассейне междуречья Днестр-Прут в целом отмечается уменьшение $Y_{1\%}$ с уменьшением широты местности, что соответствует общей географической закономерности в распределении тепла и влаги в период весеннего половодья.

Таблица 3 – Статистические характеристики слоев стока весеннего половодья

N	Река-пост	У _{ср} , мм	Метод моментов			Метод наибольшей правдоподобности			
			C_v	C_s	R_l	λ_2	λ_3	C_v	C_v/C_s
1	Мурафа –с.Кудиевцы	41	0,84	1,57	0,196			0,81	1,9
2	Марковка–с.Слобода Подлесовская	15	0,89	2,5	0,16			0,84	3
3	Каменка-пгт.Каменка	12	0,99	3,66	0,11	-0,12	0,14	1,13	1
4	Белоче-с.Белочи	13	1,2	2,7	-0,166			1	2,7
5	Чёрная-с.Чёрна	20	0,95	1,72	0,115			0,9	1,9
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	8	0,93	1,39	-0,03	-0,18	0,16		-

Продолжение табл. 3

7	Рыбница-с.Андреевка	10	0,93	1,48	-0,08	-0,21	0,17		-
8	Ягорлык-с.Дойбаны	10	1,38	2,93	-0,09	-0,23	0,25	1,15	1
9	Реут-г.Бельцы	13	0,95	2,9	0,15	-0,15	0,15		-
10	Куболта-с.Куболты	14	0,78	1,93	-0,003	-0,12	0,11	0,71	3,1
11	Кайнар-с.Севирово	13	0,73	2,27	-0,02	-0,09	0,09	0,71	3,5
12	Картофлянка-с.Картофлянка	25	1,2	2,24	0,345			1,1	2
13	Каменка-с.Гвоздово	17	1,45	3,3	0,114			1,1	2,9
14	б.Погорна-с.Домулужаны	20	1,6	3,2	-0,009			1,24	2,6
15	Мал.Чулук-с.Теленешты	12	0,91	1,33	-0,13	-0,18	0,16		-
16	Кула-с.Гульбока	19	1	0,82	-0,322			0,93	0,9
17	Икель-с.Пашканы	8	0,7	0,9	0,124			0,7	1,3
18	Балцата-с.Балцаты	8	1,27	1,54	-0,17	-0,35	0,29	1,2	1
19	Бык-г.Калараш	14	0,77	0,81	-0,119			0,75	1,1
20	Бык-г.Кишинев	8	0,84	1,05	-0,08	-0,18	0,14	0,85	1,9

Таблица 4 – Расчет максимальных расходов весеннего половодья разной обеспеченности (P=1,3,5,10%; мм) при $C_s=2C_v$

N	Река-пост	У _{ср}	C _v	Y1%	Y3%	Y5%	Y10%
1	Мурафа-с.Кудиевцы	41	0,81	154	118	103	88
2	Марковка-с.Слобода Подлесовская	15	0,84	58	45	39	33
3	Каменка-пгт.Каменка	12	1,13	62	48	41	35
4	Белочес-Белочи	13	1	60	46	40	34
5	Чёрная-с.Чёрна	20	0,9	83	64	55	47
6	Молокиш-с.Б.Молокиш	8	0,93	34	26	23	19
7	Рыбница-с.Андреевка	10	0,93	43	33	29	25
8	Ягорлык-с.Дойбаны	10	1,15	53	40	35	30
9	Реут-г.Бельцы	13	0,95	57	44	38	33
10	Куболта-с.Куболты	14	0,71	47	36	31	27
11	Кайнар-с.Севирово	13	0,71	43	33	29	25
12	Картофлянка-с.Картофлянка	25	1,1	127	98	85	73
13	Каменка-с.Гвоздово	17	1,1	86	66	57	49
14	б.Погорна-с.Домулужаны	20	1,24	115	88	77	66
15	Мал.Чулук-с.Теленешты	12	0,91	50	39	34	29
16	Кула-с.Гульбока	19	0,93	81	62	54	46
17	Икель-с.Пашканы	8	0,7	26	20	17	15
18	Балцата-с.Балцаты	8	1,2	44	34	29	25
19	Бык-г.Калараш	14	0,75	49	38	33	28
20	Бык-г.Кишинев	8	0,85	31	24	21	18

Список литературы

1. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии.- Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 423С.
2. Кучмент Л.С, Демидов В.Н, Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.-М.: Наука,1993.- 350С.
3. Гопченко Е.Д., Нагаева С.П. Овчарук В.А. Збірник методичних вказівок до практичних знань з дисципліни “Гідрологічні розрахунки”- Одеса, ОГМІ, 2001. – 58С
4. Лобода Н.С. Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменений под влиянием факторов антропогенной деятельности// Метеорология, климатология и гидрология.-2002.- №45.-С.140-146.
5. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research.-2005.-Vol.77.- P.100-113.
6. Сербов Н.Г., Сухарев Д.Е., Балан А.К. , Дудинов А.А. Моделирование экстремально высоких паводков и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ (хлори-дов) в речной воде// Вісник Одеського держ. екологічного ун-ту.-2011.- N11.-С.172-177.
7. Maftuoglu R.F. New models for non-linear catchments analysis// Journal of Hydrology (Elsevier).-1984.-Vol.73.-P.335-357.
8. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик (СНиП 2.01.14-83). - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 447с.

Статистичні характеристики часових рядів максимальних витрат води річок в міжріччі Дністер-Прут. Дудинов А.А.

Проведена статистична обробка рядів максимальних витрат води і шарів стоку річок в міжріччі Дністер-Прут і їх узагальнення по території.

Ключові слова: статистичні методи, трьохпараметричне гамма-розподілення, максимальні витрати, шар стоку

Statistical characteristics of time rows of maximal runoff between rivers Dniester - Prut. Dudinov A.A.

It is performed statistical processing the series of maximal runoff for rivers of the Dniester-Prut interfluves basin. There is also performed statistical analysis of series of the maximum flow layers and its territorial generalization. .

Keywords: statistical processing methods, three-parameter gamma distribution, maximum runoff, layer flow

УДК 551.465.55

О.Р. Андрианова*, к.г.н., **Р.Р. Белевич***, к.г.н., **В.И.Мединец****, к.ф.-м.н.

*Отделение гидроакустики МГИ НАН Украины

**Одесский Национальный университет им. И.И.Мечникова

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ И НАПРАВЛЕНИЙ ПЕРЕНОСА ВОДНЫХ МАСС НА ГРАНИЦЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Оценены интенсивность и направление переноса водных масс на границе северо-западного шельфа Черного моря на участках между станциями Приморское – остров Змеиный - Черноморское на основании данных об уровне моря на них. Установлено периодическое образование в 2005-2006 гг. прибрежных антициклонических вихрей вблизи острова Змеиный, определяющих перенос водных масс: в периоды апрель - июль 2005г. и май - декабрь 2006 г. – с севера на юг, а с августа 2005 г. по апрель 2006 г. – с юга на север. Результаты тестирования метода восстановления пропущенных данных наблюдений уровня моря по острову Змеиный показали целесообразность его использования.

Ключевые слова: Черное море, уровень моря, перенос вод, скорость потока, Дунай.

Известно [1], что изменения направления и скорости течений оказывают огромное влияние на природную экосистему северо-западной части Черного моря (СЗЧМ), находящуюся под непосредственным воздействием стока рек. Северо-западное мелководье характеризуется весьма сложной системой течений. Здесь можно встретить почти все типы морских течений. Одними из наиболее существенных являются стоковые течения. В СЗЧМ впадает четыре реки (Дунай, Днепр с Южным Бугом и Днестр), дающие почти 3/4 общего пресного стока всего моря. Наряду с речным стоком определенный вклад в формирование и развитие динамики вод региона вносят ветровые или дрейфовые течения, имеющие наибольшее значение в холодную часть года. Заметную роль играют также геострофические и бароградиентные течения [2]. Однако особенности циркуляции вод в СЗЧМ в настоящее время являются мало изученными, несмотря на широкое внедрение спутниковых методов, поскольку практически отсутствует возможность интерпретации их с помощью фактических данных.

Целью нашей работы являлась оценка интенсивности и направления переноса морских масс воды на границе шельфа СЗЧМ на разрезах между станциями Приморское – о. Змеиный – Черноморское по разности высот уровня моря на этих станциях.

В качестве исходных данных использованы результаты ежедневных наблюдений за уровнем моря, которые проводились на гидрометеорологических станциях Приморское и Черноморское и на научно-исследовательской станции «Остров Змеиный» Одесского национального университета им. И.И. Мечникова [3] с апреля 2005 г. до декабря 2006 г. (рис. 1). Данные по первым двум станциям были любезно предоставлены директором Дунайской ГМО Морозовым В.Н. и начальником морского отдела БП ЧАМ Заволокиной З.П.

Для сравнения были использованы также среднемесячные данные о расходах Дуная за этот же период времени.

Расстояние от станции о. Змеиный до станции Приморское (западное побережье Черного моря (дельта Дуная)) составляет около 53 (38,3 – без мелководной части) км, а до станции Черноморское (восточное побережье Крыма (м. Тарханкут)) соответственно – 199 (178) км. Расстояние между станциями Приморское и Черноморское составляет

238 км. Площадь шельфа к северу от линий, соединяющих м. Тарханкут, о. Змеиный и станцию Приморское составляет 27600 км², средняя глубина без учета мелководной части на разрезах: Приморское – о.Змеиный – 21,7 м, о. Змеиный – Черноморское – 43,5 м. Основные морфометрические характеристики разрезов сведены в таблице 1.



Рис. 1 – Расположение станций наблюдений Приморское, остров Змеиный и Черноморское.

Оценка интегрального переноса масс воды через разрезы о. Змеиный – Черноморское и Приморское – о.Змеиный проводилась с использованием динамического метода расчета скоростей течений и их направления, основываясь на разностях наклона уровня [4], рассчитанных по среднемесячным значениям уровня моря на трех рассматриваемых станциях наблюдений.

Расчеты скоростей течений выполнялись по основной формуле динамического метода в ее геометрической интерпретации [4].

$$C = \frac{g \cdot \Delta H}{2\omega \cdot L \cdot \sin \varphi}, \quad (1)$$

где C – скорость течения в м/сек;
 $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения;
 ΔH – разность высот уровня между станциями в м;
 $\omega \approx 0,729 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$ – угловая скорость вращения Земли;
 L – расстояние между станциями в м (таблица);
 φ – географическая широта места.

Расход течений рассчитывался по формуле:

$$Q = C \cdot S, \quad (2)$$

где C – скорость течения в м/с;
 S – площадь сечения разреза в м².

Результаты расчета площади сечений разрезов по данным о глубинах (указанных выше) также приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Морфометрические характеристики разрезов

Разрезы	L, км	H, м	S, км ²
Приморское – о. Змеиный	53 (38,3)	21,7	0,831
Черноморское – о. Змеиный	199 (178)	43,5	7,743

По известным же (рассчитанным) площадям этих разрезов оценивались и нормальные разрезам интегральные расходы переноса вод к западу и востоку от острова.

Прежде чем приступать к расчетам и анализу основных характеристик, исходя из поставленной в настоящей работе задачи (разности высот уровня, скоростей течений и расходов воды на частях разреза дельта Дуная (Приморское) – о. Змеиный и о. Змеиный – м. Тарханкут (ст. Черноморское)), необходимо обратить внимание на некоторые характерные особенности колебаний среднемесячных высот уровня моря за рассматриваемый период с апреля 2005 года по декабрь 2006 года на анализируемых станциях (рис.2).

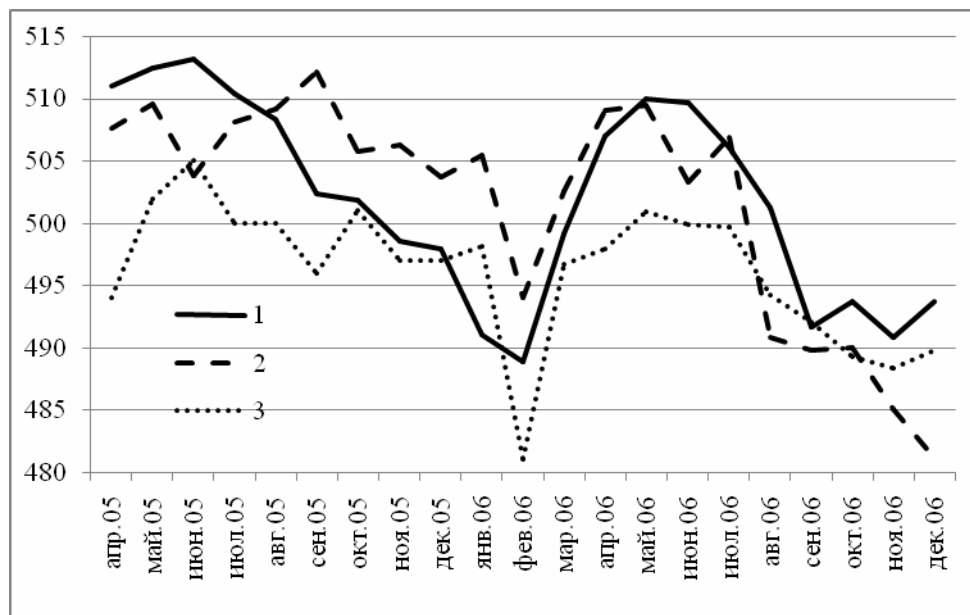


Рис. 2 – Ход среднемесячных высот уровня моря на станциях о. Змеиный (1), Приморское (2) и Черноморское (3) за 2005-2006 гг.

Общие представления о сезонной изменчивости высот уровня моря на ст. о. Змеиный приведены одним из соавторов в работе [3]. На фоне сезонного хода во внутригодовой изменчивости этой характеристики на всех станциях выделяются довольно резкие короткопериодные колебания, обусловленные, по всей вероятности, бароградиентными воздействиями. В годовом ходе среднемесячных высот уровня выделяются два вида экстремумов: основной, тесно связанный со стоком Дуная, и вторичный – слабо выраженный зимний, происхождение которого обусловлено, как мы полагаем, обычной интенсификацией атмосферных процессов в этот период года. Максимум основного экстремума уровня на всех станциях был приурочен к маю-июню (паводок Дуная IV-V), а минимум более размыт и отличается по станциям – от июня на ст. Приморское до сентября-октября на двух других станциях (межень Дуная X-XI). Вторичный экстремум не синхронен на рассматриваемых станциях по максимуму, а минимум их приходится на январь для всех станций. На станции Приморское прослеживается еще третий короткопериодный летний экстремум. Амплитуда основного экстремума уровня составляла по фактическим данным около 20 см, а вторичного – лишь 2-3 см. Существование во внутригодовом ходе уровня моря двух, а иногда даже трех экстремумов является характерным для большинства станций северного и западного побережий шельфа, что отмечалось нами и ранее [5].

Следующим этапом работы явилось вычисление разности высот уровня моря. Расчеты велись между измеренными значениями их на станции Приморское (район

устья Дуная) и соответствующими значениями уровня на ст. о. Змеиный с одной стороны и между данными уровня прибрежной станции Черноморское (район м.Тарханкут) и теми же данными ст. о. Змеиный с другой. Расчитанная разница между высотами уровня моря на станциях остров Змеиный – Приморское и Черноморское – остров Змеиный, а также отклонения расходов Дуная в 2005-2006 годах, представлены на рисунке 3. Абсолютные величины разности высот при таком осреднении колебались в пределах первых десяти сантиметров (рис.3). При этом в обобщенных данных выявлено присутствие во внутригодовых колебаниях разности высот уровня всех станций (рис.3), как и в сезонном ходе самого уровня, все тех же хорошо прослеживаемых двух экстремумов, т.е. имеет место полугодовая цикличность.

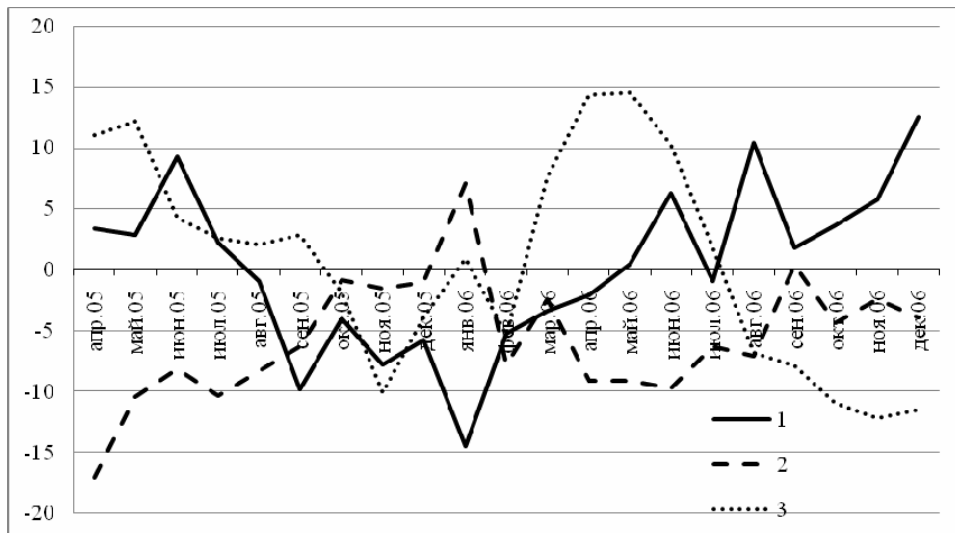


Рис. 3 – Ход разности высот уровней между станциями о. Змеиный – Приморское (1), Черноморское – о. Змеиный (2) и отклонений расходов Дуная (3) за 2005-2006 гг.

Соответствующие временным экстремумам в разностях высот уровня моря отмечаются максимумы и минимумы в скоростях течений и в расходах вод, поскольку именно ими они и определяются (рис. 4).

На рис. 4а приведены среднемесячные значения скоростей потоков на обоих разрезах, рассчитанные по формуле 1 по фактическим наблюдениям с апреля 2005 до декабря 2006 гг. Поскольку течение – величина векторная, то и характеризуется помимо скорости еще и направлением. В северном полушарии справа от потока всегда должны быть большие значения высот (геометрических или динамических), а слева – меньшие. Поэтому на рис. 4 положительные значения соответствуют потокам вод, направленным в северные румбы, а отрицательные – в южные. Исходя из этого, следует, что на представленных рисунках преобладает перенос на юг на обоих разрезах. Однако, скорости переноса на разрезе ст. Черноморское – о.Змеиный существенно меньше (рис.4а), что показывает определяющее значение огромных объемов вод приносимых стоком Дуная. Поэтому в весенние месяцы на разрезе о.Змеиный – ст. Приморское прослеживается перенос на север, который объясняется формированием потоков паводковыми водами Дуная. Это наиболее наглядно следует из рис.3, по которому видно, что в то время, когда расход Дуная максимальный, потоки на границе СЗЧМ шельфа направлены на юг, даже на участке между станциями Черноморское – остров Змеиный. Хотя известно [2], что в СЗЧМ преобладает циклонический характер циркуляции: вода из открытого моря поступает в регион вдоль западного побережья Крыма, а вдоль побережья близ устья Дуная происходит отток воды.

Анализируя внутригодовую изменчивость расходов воды на шельфе СЗЧМ (рис.4б) можно констатировать, что колебания их повторяют описанные выше колебания разности высот уровня (рис.3). Общей характерной особенностью внутригодовых колебаний расходов явилось наличие в их временной изменчивости полугодовой цикличности с двумя максимумами и двумя минимумами в годовом ходе.

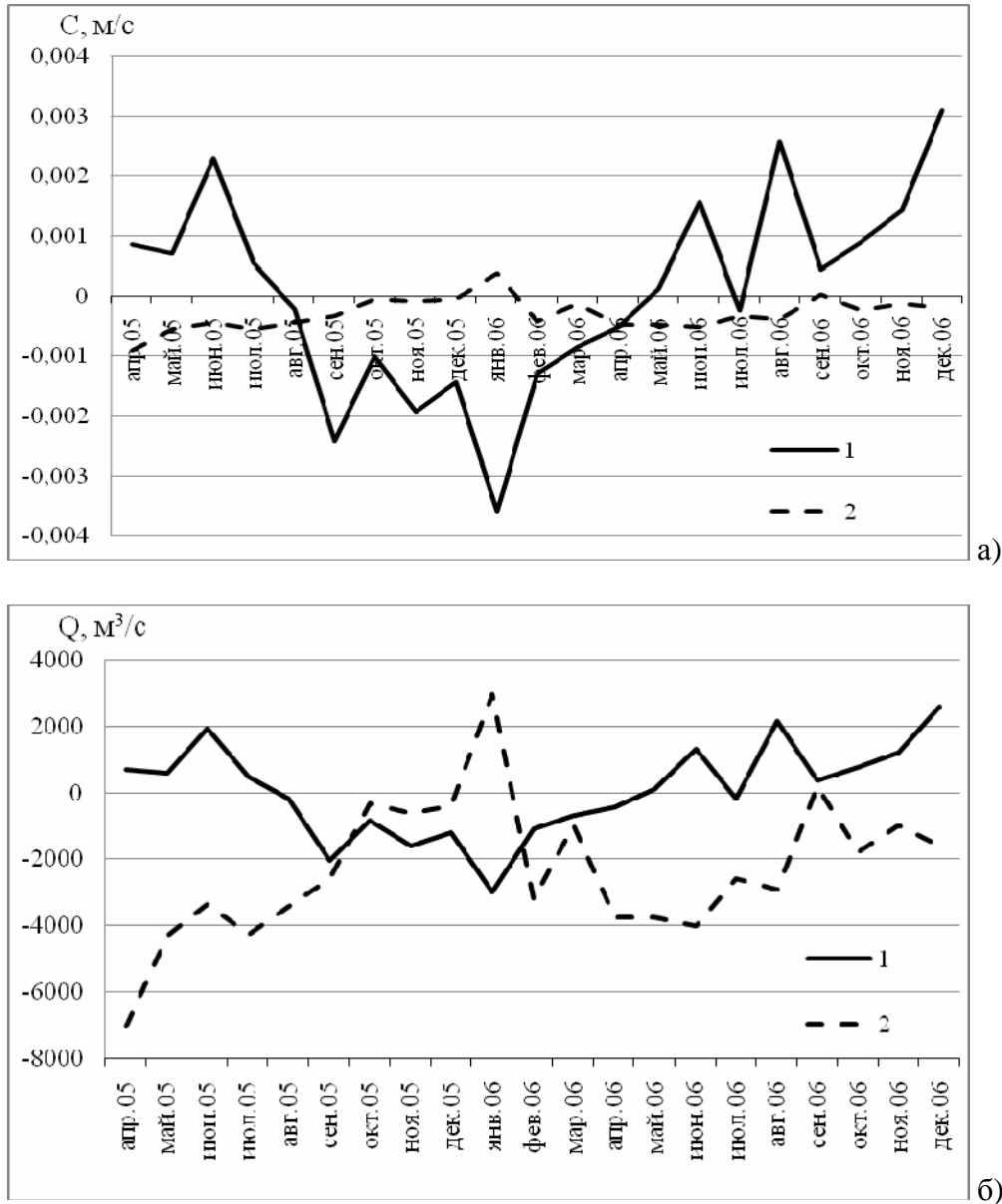


Рис. 4 – Ход скорости потоков (а) и расходов воды (б) на разрезах между станциями о. Змеиный – Приморское (1) и Черноморское – о. Змеиный (2) за 2005-2006 гг.

В результате проведенных расчетов и вычислений получены количественные величины интегрального переноса масс воды между о. Змеиный и западным побережьем и о. Змеиный и восточным побережьем СЗЧМ по месяцам и расходы через разрезы за 2005-2006 гг. Установлено, что на разрезе о. Змеиный – ст. Приморское в период паводка поток дунайских вод поступает на север и длится это на протяжении теплого времени года (с мая по август, а в 2006 году даже до октября) (рис.4б). И только в холодное время года поток на этом разрезе направлен на юг. Как отмечено выше, на разрезе ст. Черноморское – о. Змеиный существенно меньшие скорости

течения, чем на разрезе о. Змеиный – ст. Приморское (рис.4а), но величины расходов вод при этом на разрезе ст. Черноморское – о. Змеиный оказываются большими (рис.4б), поскольку протяженность этого разреза намного больше разреза о. Змеиный – ст. Приморское (табл. 1). Таким образом, нельзя говорить о традиционной циклонической циркуляции на границе северо-западного шельфа Черного моря. Под действием паводковых вод Дуная на СЗЧМ возможно формирование потоков вод, образованных трансформированными речными водами, направленных также на север вблизи устья Дуная и на юг на разрезе Черноморское–Змеиный. Это способствует формированию антициклонических меандров и вихрей в зоне материкового склона на границе Основного Черноморского течения (ОЧТ). Образование антициклонической завихренности в этом районе согласуется с результатами, которые наблюдаются довольно часто в других районах Черного моря в прибрежной зоне конвергенции между стержнем ОЧТ и берегом [7], а также результатами спутниковых наблюдений.

Учитывая, что начиная с 2004 года по настоящее время на острове Змеиный измерения уровня моря, как правило, имеют пропуски наблюдений в период с января по март-апрель, нами по непрерывному ряду данных 2005-2006 гг. был опробован метод восстановления значений пропущенных измерений с помощью метода водного нивелирования, который детально описан в работе [8]. Результаты апробации представлены в таблице 2.

Таблица 2 – Результаты апробации метода восстановления уровня на станции остров Змеиный с помощью метода водного нивелирования.

Год	Месяц	Уровень моря (фактический, см)	Уровень моря (расчетный, см)	Абсолютная ошибка, см
2005	4	511.0	506.1	4.9
2005	5	512.4	511.2	1.2
2005	6	513.1	504.6	8.5
2005	7	510.4	506.7	3.7
2005	8	508.3	505.6	2.7
2005	9	502.3	506.7	-4.4
2005	10	501.8	502.2	-0.3
2005	11	498.5	503.5	-5.0
2005	12	498.0	499.3	-1.3
2006	1	491.1	499.6	-8.5
2006	2	488.8	491.6	-2.7
2006	3	499.2	502.5	-3.4
2006	4	507.0	509.7	-2.7
2006	5	510.0	513.1	-3.1
2006	6	509.7	508.4	1.2
2006	7	506.0	509.6	-3.5
2006	8	501.3	496.8	4.5
2006	9	491.6	491.8	-0.1
2006	10	493.7	492.0	1.7
2006	11	490.9	490.6	0.3
2006	12	493.7	488.6	5.1
Средние значения		501.85	501.91	-0.06

Процесс апробации этого метода на примере станции остров Змеиный состоял в следующем. Мы исключили из реального ряда наблюдений данные по январю, февралю, марту и апрелю, затем используя метод водного нивелирования [8], рассчитали восстановленные данные для этих месяцев и сравнили их с реальными данными. Для восстановления по методу водного нивелирования использовались измерения уровня по «кусту» станций – Севастополь, Приморское, Усть-Дунайск, Ильичевск за этот период времени. На основании полученных результатов, приведенных в табл. 2, можно сделать вывод о том, что использованный нами метод восстановления пропущенных данных наблюдений можно использовать в дальнейшем анализе для восстановления рядов данных по острову Змеиный за последующие годы.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Показано преобладание циклонической циркуляции вод в СЗЧМ по данным наблюдений над уровнем моря на прибрежных станциях: воды из открытого моря поступают в регион вдоль западного побережья Крыма, а отток вод происходит вдоль побережья в районе устья Дуная. Во время паводка на Дунае (максимальных расходов) потоки на границе северо-западного шельфа направлены на юг, даже на участке между станциями Черноморское – о. Змеиный. Это может вызывать периодическое образование прибрежных антициклонических вихрей вблизи острова Змеиный, определяющих перенос водных масс.

Результаты регулярных наблюдений уровня моря на сети станций СЗЧМ возможно использовать для оперативного мониторинга долговременных изменений циркуляционных процессов в этой части моря и аномальных явлений в системе течений этого района в результате глобальных и региональных изменений климата. Эти сведения также могут быть применимы для контроля экологического состояния акватории.

Учитывая важную роль уровенных наблюдений на станциях о. Змеиный, Приморское и Черноморское для оценки и расчета интегрального водообмена северо-западного шельфа с открытыми водами моря, т.е. для получения более качественных и надежных величин расходов, необходимо организовать на них проведение непрерывных круглогодичных наблюдений над уровнем моря с помощью самописцев (СУМ или мареографов), а не ограничиваться срочными (1 – 2 раза в сутки) наблюдениями.

Исследования были проведены в рамках научно-исследовательской тематики Отделения гидроакустики МГИ НАНУ финансируемой Национальной академии наук Украины (2010-2012 гг.) и Одесского национального университета им. И.И.Мечникова в рамках научно-исследовательских проектов, которые финансировались Министерством образования и науки Украины (2003-2010 гг.) и европейской программой FP7 (проект EnviroGrids № 226740. Авторы выражают свою благодарность директору Дунайской ГМО Морозову В.Н. и начальнику морского отдела БП ЧАМ Заволокиной З.П. за предоставленные материалы.

Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – Т.IV – Черное море – Вып.1 – Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат. – 1991. – 430 с.
2. D. Tolmazin. Changing coastal oceanography of the Black Sea // Progress in Oceanography V.15. N 4. Pergamon Press – 1985. – P.316.

3. Медінець В.І., Газетов Є.І. Гідрологічні дослідження морських вод біля острова Зміїний // Острів Зміїний. Екосистема прибережних вод. Вик. Ред. Медінець В.І. – Одеса: Астропринт. – 2008. – С. 51-77.
4. Зубов Н.Н., Мамаев О.И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. – Ленинград: Гидрометеиздат. – 1956. – 116 с.
5. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Буров А.М., Скипа М.И. Сезонные колебания уровня Черного моря и некоторые особенности его изменчивости // Сб. Экологические проблемы Черного моря. Материалы международной научно-практической конференции. – Одесса – 2007. – С.15-19.
6. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. – Москва: Мир. – 1974. – 463 с.
7. Динамические процессы береговой зоны моря / Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова – Москва: Научный мир. – 2003. – 320 с.
8. Победоносцев С.В. Использование водного нивелирования для проверки и восстановления значений уровня моря. Труды Государственного океанографического института. – 1978.– Вып.137. – С. 97-107.

Оцінка інтенсивності та напрямку переносу водних мас на границі північно-західного шельфу Чорного моря. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Медінець В.І.

Оцінено інтенсивність та напрямок переносу водних мас на границі північно-західного шельфу Чорного на ділянках між станціями Приморське – острів Зміїний - Чорноморське на підставі даних про рівень моря на них. Встановлено періодичне утворення у 2005-2006 рр. прибережних антициклонічних вихорів поблизу острова Зміїний, які визначають перенос водних мас: в періоди квітень - липень 2005р. та травень - грудень 2006 р. – з півночі на південь, а з серпня 2005 р. по квітень 2006 р. – з півдня на північ. Результати тестування методу відновлення відсутніх даних спостережень за рівнем моря показали по острову Зміїний доцільність його використання у наступні роки.

Ключові слова: Чорне море, рівень моря, перенос вод, швидкість потоку, Дунай.

The estimation of the intensity and direction the transport of the water masses at the boundary of the north-western Black Sea shelf. Andrianova O.R., Belevich R.R., Medinets V.I.

The intensity and direction of the marine water transport at the boundary of the north-western Black Sea shelf on the sections between the stations Primorskoe – Zmiinyi Island – Chernomorskoe using of the sea level data on these stations was evaluated. The conclusion about the periodic formation in 2005-2006 of the coastal anticyclonic gyre close to Zmiinyi Island was based: transport from north to south in the periods April – July 2005 and May – December 2006 but transport of the sea water masses from south to north in the period August 2005 – April 2006. The method of the restoration the missing sea level data was testing and results was very positive.

Keywords: Black Sea, sea level, water transport, flow rate, Danube River.

УДК 556.5

В.Я. Илюшин, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ВОДО- И СОЛЕОБМЕНА ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ В ВОДНОМ И СОЛЕВОМ БАЛАНСЕ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ ЛИМАНА

Роль и значение водо- и солеобменных процессов в проливе своеобразны. Главная роль принадлежит двухслойному обмену, дискретный обмен может рассматриваться как непрерывный двухслойный. Предложен оригинальный способ оценки и расчета водо- и солеобмена для стационарных и неустановившихся условий.

***Ключевые слова:** водные массы, корреляция, гидродинамика, поверхность нулевых скоростей, галоклин, методы расчета.*

Введение в проблему. Роль и значение водо- и солеобменных процессов в проливе может быть разнообразной. Степень участия различных видов обмена между лиманом и морем по наблюдениям неодинаковая: главная роль принадлежит двухслойному обмену, дискретный обмен представлен непродолжительными и крайне неустановившимися фазами, роль трехслойного обменного процесса водами и солями видимо незначительная, наблюдениями фиксируется только иногда. Оценка этого водообмена возможна путем получения аналитических зависимостей на основе решения гидродинамических уравнений, или их численного решения, также решения системы уравнений водного и солевого балансов. Во всех случаях необходимо сравнение теоретических результатов и данных натурных измерений. Здесь не все благополучно, проблема связана с получением надежных полевых данных для двумерных проливов, характеристиками которых являются их ширина и глубина. Все лиманы северо-западной части Черного моря имеют двумерную возвратно-поступательную гидравлическую связь с морем, чрезвычайно динамичную, почему использование уравнений гидродинамики, для оценки водо- и солеобменных процессов в сечении пролива, весьма проблематично. Для оценки и водо- и солеобменов через пролив нужны новые подходы, использование нетрадиционных характеристик этих процессов.

Исходные данные. Исходными данными являются суточные станции гидрометеорологических наблюдений, выполненные СО ГОИНа в Кинбурнском проливе в июле и сентябре 1971 г, стандартными морскими приборами, тремя судами одновременно.

Непосредственные измерения показывают, что режим течений и солености вод в сечении пролива очень динамичный. Данные оказались непригодными для получения качественных обобщенных гидрологических характеристик (расходов воды, солей и др.) свидетельствующих о размере и режиме водо- и солеобменных процессов через пролив.

Метод исследования. Натурные наблюдения отдельных сторон балансовых составляющих показал, что они представляют собой случайные величины. Их анализ возможен, когда их количество наберет достаточную массу для проявления этими величинами их устойчивых вероятностных свойств, таких, например, как средние значения. Проверками определено, что усреднение гидрологических характеристик возможно и достаточно на суточных промежутках. В этом случае среднесуточные характеристики являются статистически значимыми, как в отношении длительности ежечасных измерений на отдельных гидрологических станциях, так и по сечению Кинбурнского пролива.

Солевой режим Днепровского лимана и наиболее осолоненной его части, зоны

смешения, формируется притоком речных вод и возвратно-поступательным обменом морскими и лиманными водами через пролив. Зона смешения может быть по типу клина соленых вод, который может преобразовываться под действием динамических факторов в полностью перемешанную по вертикали зону или частично перемешанную, т.е. фронтальную зону раздела лиманных (слабо осолоненных речных) и соленых морских водных масс.

Выяснено, что водо- и солеобмен между лиманом и морем определяется взаимным положением во всей зоне смешения, включая пролив, специфических поверхностей, позволяющих раскрыть механизм взаимодействия между морской, лиманной и речной водными массами.

Изменчивость водо- и солеобмена в проливе и во всей зоне смешения оценивалась своеобразным способом: во-первых, описанием динамики *поверхности нулевых скоростей*, разделяющих толщу зоны смешения и пролива по ее динамике; во-вторых, динамика толщи все той же зоны смешения и пролива, и их частей, рассматривалась с помощью другой специфической характеристики, - изменчивости *галоклина, поверхности скачка плотности*, разделяющего водные массы *по солености*. Динамика этих поверхностей отображает механизм формирования зоны смешения, расположенной в лиманной части устьевой области. Скачок плотности в толще зоны смешения, в данной работе, заменили изучением положения скачка солености на каждой вертикали, называемого галоклином, в предположении, что температурные характеристики в каждой водной массе (лиманной и морской), благодаря турбулентному перемешиванию, одинаковые.

Изучение взаимного перемещения на одной и той же вертикали скачка солености (галоклина) и поверхности нулевых скоростей, является, как оказалось, хорошим показателем изменчивости водо- и солеобмена через пролив.

Результаты исследований. Изучение роли и значения водо- и солеобмена через пролив в изменчивости динамики зоны смешения. Индикатором изменчивости количества солей в толще вод зоны смешения является, как говорилось выше, положение поверхности средней солености в ее толще, расположенной в галоклине. Эта поверхность отделяет массу солей на вертикали в осолоненной речной (лиманной) и морской водных массах h_s . Подъем этой поверхности однозначно указывает на возрастание количества солей в зоне смешения, опускание – о том, что масса солей в этой зоне уменьшается.

Увеличение и уменьшение объема воды в зоне смешения характеризуется положением в толще воды поверхности раздела поля скоростей. При возрастании притока речной воды в лиман и увеличении оттока лиманных вод поверхность раздела поля скоростей, на каждой гидрологической вертикали h_0 , опускается, увеличивая тем толщину слоя лиманной воды. При притоке морской воды в лиман, в проливе и зоне смешения она поднимается к поверхности, это было установлено ранее.

Разность между пересечением на каждой вертикали зоны смешения поверхности средних соленостей h_s и нулевых скоростей h_0 , определяется по формуле

$$\frac{h_s - h_0}{H} = \kappa \left(1 - \frac{V_p}{2V_m} \right), \quad (1)$$

где H - глубина; V_p - средняя скорость речной воды на вертикали в зоне смешения, V_m - средняя скорость морской воды на той же вертикали; κ - коэффициент формы русла (для Днепровского лимана этот коэффициент равен 0.16).

В установившихся условиях стратифицированной зоны смешения поверхность раздела поля скоростей h_0 всегда расположена ниже поверхности раздела скачка плотности (скачка солености h_s). Лабораторными экспериментами установлено, что

разность их местоположения на вертикали в установившихся условиях составляет относительную величину минус 0.12, [1].

Переход от установившегося режима обмена к неустановившемуся режиму не только водного, но и солевого, *обеспечивается быстрой перестройкой поля скоростей*. Мобилизация выноса соленых вод из лимана или поступления соленых вод в зону смешения осуществляется при этом перестройкой не поля солености, а главным образом, перемещением по вертикали границы раздела поля скоростей. Резкое увеличение выноса солей достигается такой перестройкой поля скоростей, при котором граница раздела h_0 опускается ниже ее положения, отвечающего установившимся условиям. Когда граница раздела поля скоростей достигнет дна, наступает момент однонаправленного (дискретного) обмена через пролив. Течение из лимана охватывает при этом все сечение пролива.

Рост поступления солей в лиман осуществляется при повышении поверхности раздела поля скоростей относительно положения ее в установившихся условиях. В предельном случае, когда поверхность раздела скоростей достигает открытой водной поверхности, тоже происходит замена непрерывного двухслойного обмена – однонаправленным, дискретным обменом вод через все сечение пролива.

В двухслойном противоположно направленном обмене таким образом скрыт однонаправленный, дискретный тип обмена. Скрытая форма существования дискретного обмена, однонаправленного по всему сечению, в непрерывном двухслойном, позволяет представить солевой режим зоны смешения, как постоянную смену фаз засоления и рассоления. Этот вид обмена выполняет также и негативную роль. При изучении процесса, дискретная форма, при привлечении уравнений гидродинамики для оценки водо- и солеобмена через пролив, является существенным ограничением для достижения положительных результатов.

Дискретный обмен, таким образом, выполняет частично роль общего случая двухслойного обмена между морем и лиманом. Следовательно, в отдельных случаях дискретный обмен может изучаться путем рассмотрения двухслойного водо- и солеобмена. Этот вывод весьма полезный, при теоретическом рассмотрении неустановившегося режима водо- и солеобмена в двухмерных проливах. Процессы засоления и рассоления в проливе представляют неустановившиеся фазы водно-солевого режима. Они могут описываться усредненными в каждой водной массе измеренными характеристиками, а так же уравнениями водного и солевого балансов с правой частью не равной нулю.

Поверхность, объединяющая точки со средней соленостью на каждой гидрологической вертикали (поверхность галоклина), обладает замечательным свойством, если $h_S - h_0 \geq -0.12$, приток воды и солей через пролив увеличивается в лиманной водной массе; в случае, если $h_S - h_0 < -0.12$ баланс воды и солей изменяется во времени в морской толще зоны смешения. В первом случае наблюдается уменьшение солености вод в зоне смешения, процесс ее рассоления: морской воды у дна поступает меньше, а в верхней лиманной части обеспечивается равенство притока и оттока речной воды поступающей в зону смешения. Во втором случае происходит процесс засоления, здесь концентрация солей в зоне смешения приходит в соответствие с возросшей соленой составляющей. Наблюдается вынос солей в верхней части водного сечения зоны смешения и проливе, и приток соленых вод в нижней, морской водной массе.

Гидрологические факторы, приводящие в действие механизм формирования зоны смешения, будем устанавливать (выявлять) по данным измерений характеристик водо- и солеобмена в Кинбурнском проливе, отысканных относительно скачка солености, табл.1. Зависимость гидрологических характеристик между собой будем

оценивать по коэффициентам линейной корреляции, в первую очередь *относительно скачка плотности* (значений средней солености) на каждой вертикали разреза через Кинбурнский пролив. Эти корреляции показаны в верхней части матрицы, табл. 2.

Таблица 1 - Осредненные по суточным интервалам времени характеристики водно-солевого обмена через Кинбурнский пролив, *относительно поверхности средней солености на каждой вертикали*

Дата	H , см Очаков	h_S , м	h_0 , м	$\frac{h_S - h_0}{H}$, H=10	V_L , см/с	V_M , см/с	V_L/V_M	$V_L/2V_M$	$\frac{h_S - h_0}{H}$, по (1)
22.VII.1971г.	472	3,7	7,0	-0,33	-14,5	2,4	6,04	3,02	-0,35
23.VII.1971г.	474	3,3	2,3	+0,10	-1,03	+10,0	0,10	0,05	0,152
24.VII.1971г.	473	3,4	4,0	-0,06	-10,7	+2,4	4,46	2,23	-0,20
25.VII.1971г.	472	4,4	2,4	+0,20	-0,74	+13,0	0,057	0,028	0,16
26.VII.1971г.	467	3,9	4,6	-0,07	-15,0	+6,0	2,5	1,75	-0,12
27.VII.1971г.	473	3,8	2,7	+0,11	-4,70	+8,5	0,56	0,28	0,115
28.VII.1971г.	472	4,0	4,0	0,0	-16,0	+6,0	2,67	1,34	-0,05
14. IX. 1971г	466	3,8	5,2	-0,14	-12,2	+0,82	14,9	7,45	-0,98
15. IX. 1971г	471	3,1	2,2	+0,09	-1,14	+7,8	0,15	0,075	0,148
16. IX. 1971г	471	3,2	4,2	-0,10	-9,00	+2,32	3,88	1,94	-0,15
18. IX. 1971г	464	4,6	4,5	+0,01	-10,4	+3,3	3,15	1,58	-0,09

Примечание:

H – Уровень на водпосту Очаков,

h_S – средняя глубина линии скачка плотности на разрезе через Кинбурнский пролив,

h_0 – средняя глубина линии нулевой скорости на разрезе через Кинбурнский пролив,

$(h_S - h_0)/H$ – относительная разность глубин линии скачка плотности и пинии нулевых скоростей, H – глубина на разрезе;

V_L – средняя скорость лиманной воды вытекающей из лимана,

V_M – средняя скорость поступления в лиман морской воды,

V_L/V_M – отношение средних обменных скоростей через гидрологический разрез в Кинбурнском проливе.



Рис. 1 - Изменение во времени среднесуточных скоростей течений, лиманных (-) и морских (+), проходящих через Кинбурнский пролив и усредненных *относительно скачка плотности*.

Из лимана, при двухслойном обмене, осолоненные речные воды (лиманные), вытекают в поверхностных слоях, а морские воды в лиман поступают в придонных.

Водо- и солеобмен между морем и лиманом имеет колебательный характер (рис.1, 2). Реверсивный характер обмена через поперечное сечение пролива хорошо заметен по изменчивости минимальных и максимальных средних скоростей течений, за время наблюдений усредненных по суточным интервалам.

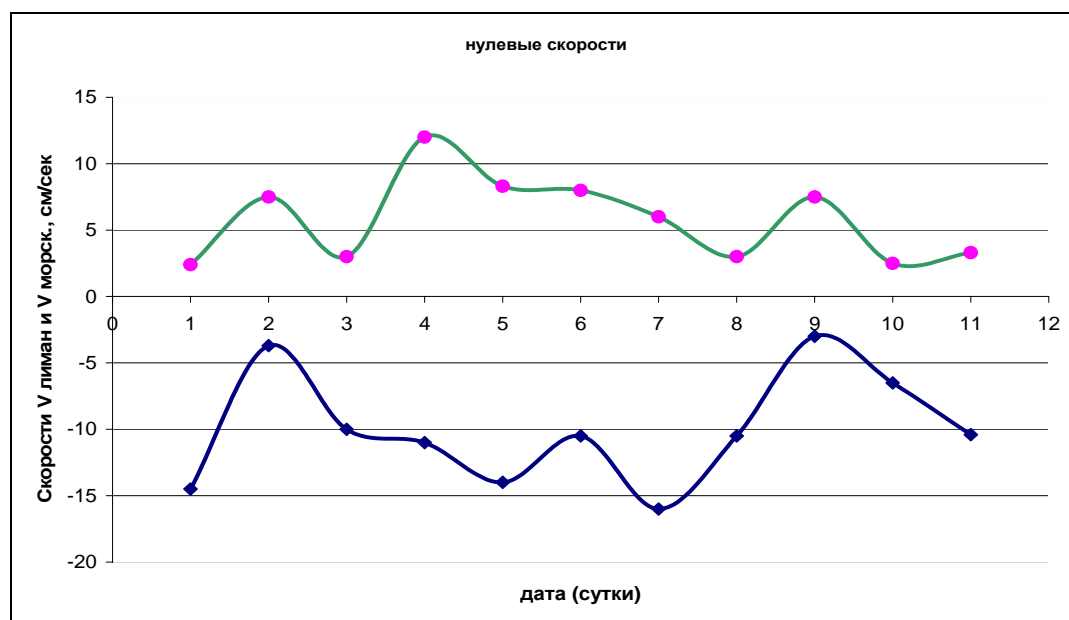


Рис. 2 - Изменение во времени среднесуточных скоростей течений, лиманных (-) и морских (+), в Кинбурнском проливе, усредненных относительно поверхности нулевых скоростей

Дискретная составляющая обмена устранена при суточном усреднении характеристик. Возвратно-поступательный водо- и солеобмен лучше проявляется при усреднении характеристик относительно галоклина, рис.1. Обмен морской водой через Кинбурнский пролив, в придонных его слоях, при этом менее динамичный (верхняя кривая на рис.1). Меньшая динамичность объясняется большей инерцией более плотной морской воды по сравнению со слабо осолоненной речной. Это становится еще очевиднее, когда скорости рассматриваются относительно поверхности их нулевых значений. В этом случае реверсивный характер заметен сразу и проявляется немного иначе, рис.2.

В табл.3 корреляции вычислены относительно линии скачка плотности и линии нулевых скоростей. В верхней половине матрицы значения корреляции подсчитаны по всем наблюдениям, включая бракованное - 14. IX. 1971г, а в нижней части с исключением брака в исходных данных. Из корреляций следует, что ошибочным значением, вероятно, является уровень воды на водпосту Очаков на эту дату. Подтверждение этому находим на рис.3: на первом графике бракованное значение присутствует, а другой построен при его изъятии. Построенные графики связи, отражающие особенности взаимозависимостей в каждом отдельном случае, показаны на рис. 3-11. Корреляция зависимости на первом графике рис.3 равна 0.17, а после исключения бракованного значения 0.91.

Таблица 2 - Корреляционная матрица: взаимозависимость характеристик водо- и солеобмена через Кинбурнский пролив, вычисленных относительно линии скачка плотности (линии средней солености) и линии нулевых скоростей

	H	h_S	h_0	$\frac{h_S - h_0}{H}$	V_L	V_M	V_L/V_M
H	1	-0.507	-0.391	0,225	0.402	0,448	-0.474
h_S	-0.507	1	0.163	0.164	-0.223	-0.142	0.028
h_0	-0.391	0.163	1	-0.947	-0,829	0.782	-0,709
$\frac{h_S - h_0}{H}$	0.225	0.164	-0.947	1	-0,756	0.859	-0.629
V_L	0.202	-0.611	-0.606	-0.406	1	0.723	-0.538
V_M	0.274	-0.225	0.708	0.782	0.780	1	0.752
V_L/V_M	-0.043	0.116	-0.764	-0.726	-0.526	0.588	1

Примечание: корреляции в верхней части матрицы вычислены, относительно поверхности скачка плотности (средней солености), нижняя - относительно поверхности нулевых значений скоростей

Таблица 3 - Корреляционная матрица гидрологических характеристик водо- и солеобмена через Кинбурнский пролив, вычисленных относительно линии скачка плотности, с учетом (верхняя часть матрицы) и исключением бракованного наблюдения (нижняя ее часть)

	H	h_S	h_0	$\frac{h_S - h_0}{H}$	V_L	V_M	V_L/V_M
H	1	-0,507	-0,391	0,225	0,402	0,448	-0,476
h_S	-0.509	1	0,163	0,164	-0,223	-0,142	0,028
h_0	-0.391	0.258	1	-0,947	-0,829	0,782	-0,709
$\frac{h_S - h_0}{H}$	0.483	0.163	-0.946	1	-0,756	0,829	-0,659
V_L	0.487	-0.247	-0.890	0.780	1	0,723	-0,538
V_M	0.520	0.139	-0.890	0.830	0.700	1	0,752
V_L/V_M	-0.524	0.030	-0.750	-0.750	-0.510	-0.740	1

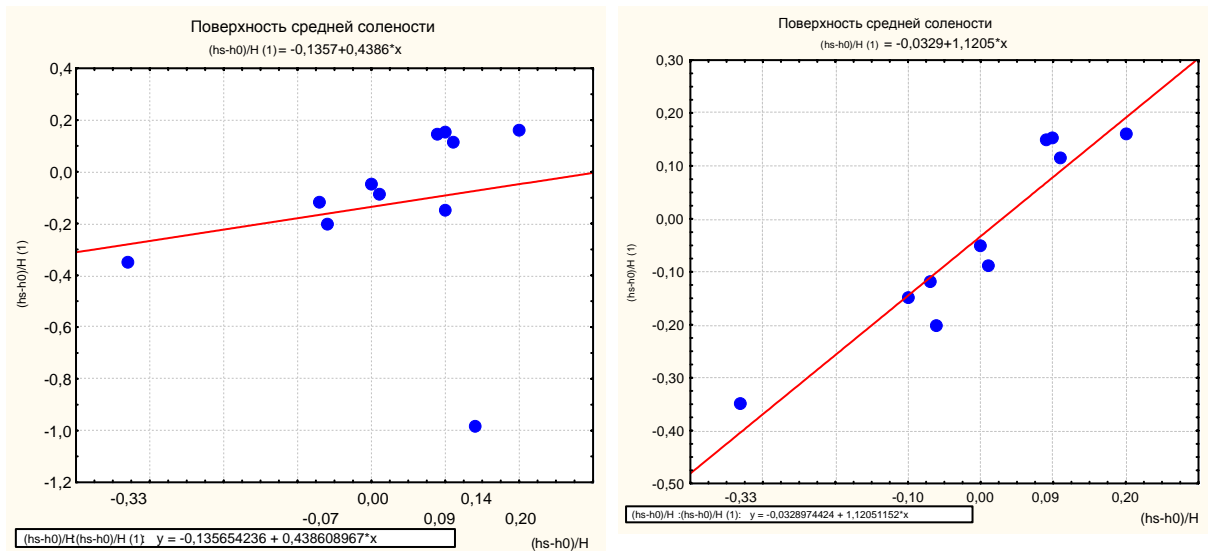


Рис. 3 - График связи наблюдаемого в Кинбурнском проливе безразмерного

показателя $\frac{h_s - h_0}{H}$, вычисленного относительно скачка плотности, и

определенного по формуле $\frac{h_s - h_0}{H} = \kappa \left(1 - \frac{V_p}{2V_M} \right)$ (при нахождении характеристик относительно поверхности нулевых скоростей)

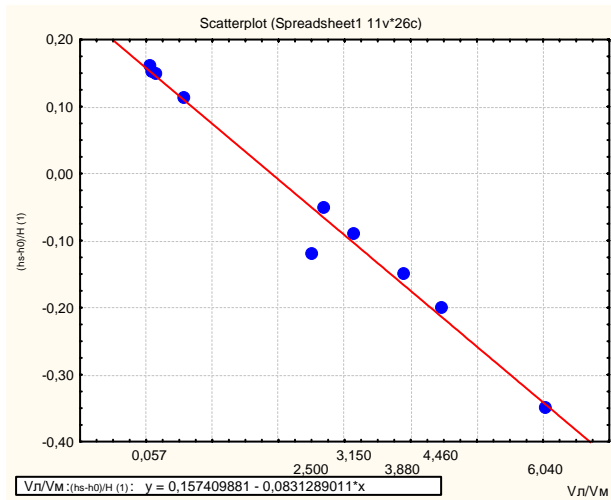


Рис. 4 - Зависимость в Кинбурнском проливе относительной разности характерных поверхностей (точек на вертикали $\frac{h_s - h_0}{H}$) от относительной величины средней скорости вытекающих лиманных вод $V_{л}$ и втекающих морских вод $V_{м}$

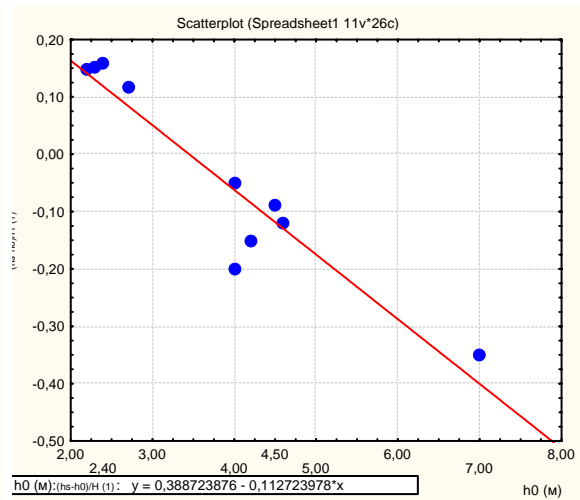


Рис. 5 - Зависимость относительной разности специфических поверхностей (точек на вертикали $\frac{h_s - h_0}{H}$) от заглубления поверхности нулевых скоростей h_0

Улучшение связей хорошо заметно и при дальнейшем анализе, когда бракованное значение при оценке связей исключалось. Изменение уровня в проливе определяется размером водообменных расходов, поэтому при исключении бракованного значения улучшились корреляции только некоторых зависимостей,

связанных с V_L и V_M , h_0 и $\frac{h_s - h_0}{H}$, см. табл.3

Уравнение связи между показателем, вычисленным по формуле (1) в зоне смешения и по тому же показателю, по данным наблюдаемым в Кинбурнском проливе, имеет вид

$$\left(\frac{h_s - h_0}{H}\right) \text{ зона смеш.} = 0.0329 + 1.12 \left(\frac{h_s - h_0}{H}\right) \text{ пролив} \quad (2)$$

Связь (2) проходит почти через нуль координатной сетки и под 45° . Это позволяет сделать заключение, что анализируемая безразмерная характеристика в зоне смешения и проливе (1), как *показатель неустановившегося взаимодействия* речной и морской водных масс между собой идентичны.

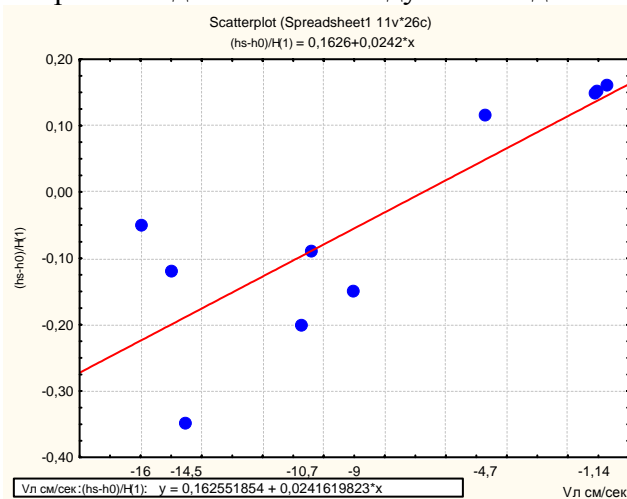


Рис.6 - Зависимость в Кинбурнском проливе относительной разности характерных поверхностей (точек на вертикали h_0 и h_s) от средней скорости вытекающих лиманных вод V_L

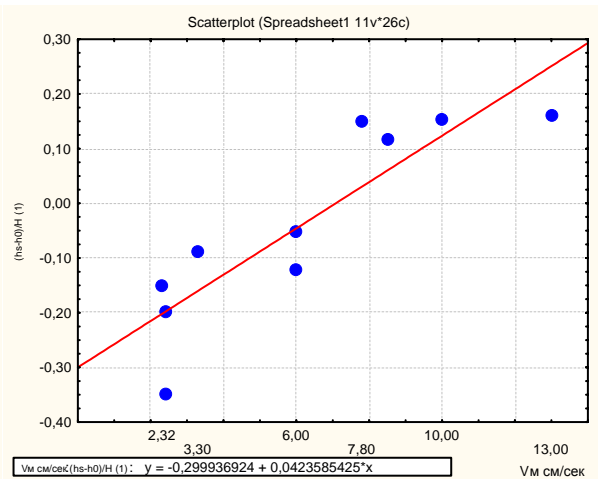


Рис.7 - Зависимость в Кинбурнском проливе относительной разности характерных поверхностей (точек на вертикали h_0 и h_s) от средней скорости поступающих в лиман морских вод V_M

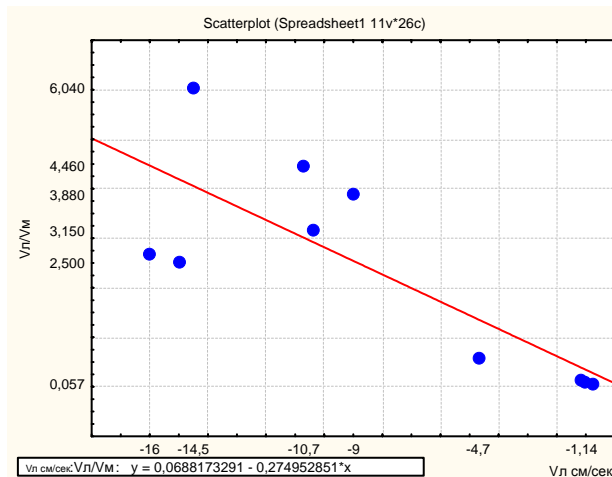


Рис. 8 - Зависимость в Кинбурнском проливе отношения средней скорости лиманного потока через пролив к средней скорости морского, от средней скорости вытекающих лиманных вод V_L

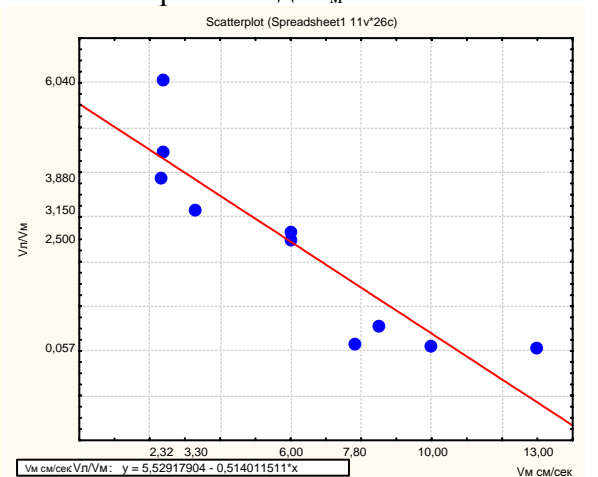


Рис. 9 - Зависимость в Кинбурнском проливе отношения средней скорости лиманного потока через пролив к средней скорости морского, от средней скорости втекающих морских вод V_M

Зависимость (1) можно признать общей, универсальной характеристикой для оценки взаимодействия между собой в проливе и зоне смешения лимана морских и речных водных масс.

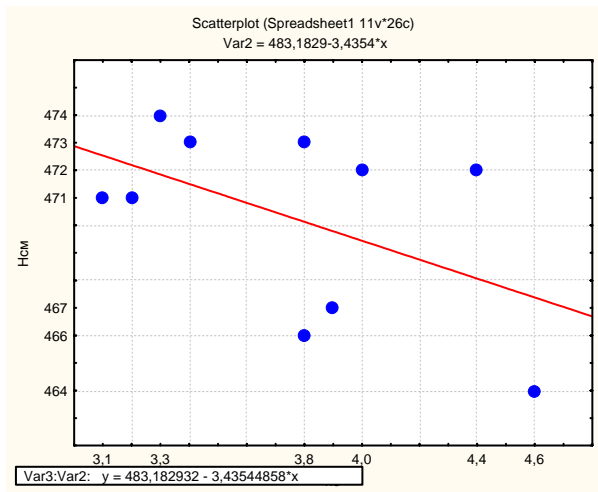


Рис.10 - Связь высоты уровня H и заглубления галоклина (средней солености на вертикали h_s) в Кинбурнском проливе.

На рис.10 поле точек разделяется линией на уровни, определяемые водностью Днепра: точки расположенные выше прямой соответствуют концу половодья, июль 1971 г; ниже прямой – осенним меженным расходам в сентябре 1971 г.

Анализ зависимостей свидетельствует о том, что при увеличении скорости вытекающей лиманной воды $-V_d$ граница раздела скачка плотности h_s понижается. Уменьшается толщина нижнего слоя h_s , т.е. увеличивается его заглубление от поверхности, вплоть до дна, когда двухслойный обмен превращается в дискретный.

Граница скачка плотности между лиманной и морской водными массами h_s / H на вертикалях, зоны смешения *распространяющейся на дельтовые русла*, определяется формулой (3) и зависит от плотностного числа Фруда Fr

$$\frac{h_s}{H} = Fr; \quad Fr = \frac{V_p}{\sqrt{\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)gH}}, \quad (3)$$

где V_p - средняя скорость речной воды, ρ - средняя плотность по вертикали, $\Delta\rho$ - разность средних плотностей нижнего и верхнего слоев разноплотностных жидкостей зоны смешения. Плотностное число Фруда характеризует в общем случае относительное влияние гравитационных и инерционных сил, применяется в основном при лабораторных экспериментах. В данном случае также как и ранее предполагается, что поверхность средней солености на каждой вертикали и максимального градиента плотности в стратифицированной толще воды, совпадает.

Интересен факт неизменности коэффициента

$$\frac{U_s}{V_p} = \text{const} = 0.63, \quad (4)$$

где U_s - скорость на поверхности раздела, V_p - средняя скорость движения речной

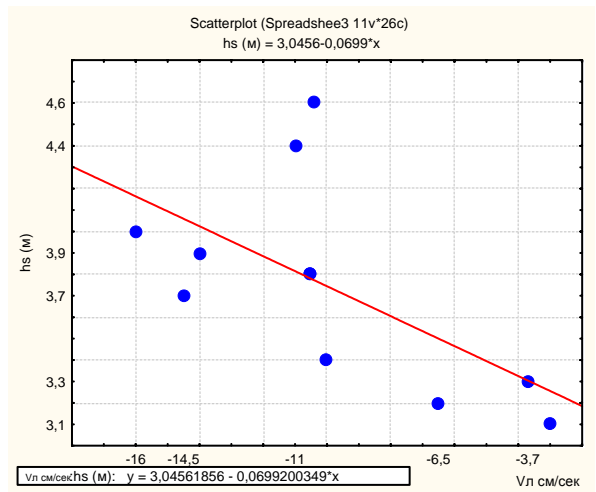


Рис.11 - Зависимость положения линии раздела водных масс h_s в поле скоростей от средней скорости V_d , вычисленных относительно линии нулевых скоростей.

воды поверх морской водной массы. Это свойство позволяет при заданном общем изменении скорости по глубине в распресненном слое (логарифмический закон, параболический др.), вычислить конкретную эпюру скоростей по известным h_0 , $U_s = 0.63V_p$ и V_p .

Стоковые течения (лиманные) в Кинбурнском проливе, при сгонных процессах в море и лимане, достигают максимальной скорости 100-300 см/с. При выходе в море эти воды образуют речную струю. Ядро речной струи переходит в инерционное течение на расстоянии 2-9 км от пролива, далее в стоково-ветровое и шлейф, [2,3]. Шлейф речной струи двигаясь вдоль генерального направления берега, является зоной трансформации речных вод в морские и достигает о.Змеиный на взморье Дуная. В этой зоне (зоне трансформации) скорости всегда меньше 10 см/с, [3].

Течения в проливе, как выяснено, имеют реверсивный характер и выполняют функцию дискретного и непрерывного двухслойного обмена, иногда трехслойного, который наблюдается при наличии свала глубин перед проливом со стороны лимана. Основную роль и значение играет двухслойный обмен. По объему переносимых масс воды через пролив и механизму взаимодействия разноплотностных вод, дискретный обмен является частью двухслойного. Значение трехслойного еще меньше – имеет смысл мертвого пространства при водо- и солеобмене через пролив.

Таблица 4 – Коэффициенты корреляции характеристик водо- и солеобмена, вычисленные относительно поверхности нулевой скорости по вертикали

	H	h_s	h_0	$\frac{h_s - h_0}{H}$	V_l	V_m	V_l/V_m
$Cl_l, \text{‰}$	-0,0654	-0,638	0,438	-0,654	0,322	-0,687	-0,387
$Cl_m, \text{‰}$	0,208	-0,397	0,512	-0,645	-0,294	-0,586	0,472

Солеобмен через пролив оценивался по измеряемой хлорности на всех гидрологических вертикалях. Известно, что хлорный коэффициент для морских вод величина всегда постоянная, поэтому такая замена возможна. Коэффициенты линейной корреляции между гидравлическими характеристиками и соленостями (хлорностями $Cl_l, \text{‰}$), вытекающих из лимана в море лиманных вод и, поступающих в него через пролив, морских вод показаны в табл.4 и табл.5.

Таблица 5 - Коэффициент корреляции характеристик водо- и солеобмена вычисленные относительно поверхности скачка плотности (солености) по вертикали

	H	h_s	h_0	$\frac{h_s - h_0}{H}$	V_l	V_m	V_l/V_m
$Cl_l, \text{‰}$	-0,020	-0,590	0,439	-0,237	0,497	-0,047	-0,351
$Cl_m, \text{‰}$	0,584	-0,130	0,126	-0,170	-0,277	-0,033	0,180

При оценке корреляций нужно учитывать тот факт, что на поверхности скачка плотности, при частично перемешанной зоне смешения и галоклине (как типе зоны смешения), на границе раздела водных масс с различной плотностью фрикционные напряжения усиливаются и всегда образуются внутренние волны. Внутренние волны на поверхности скачка плотности существуют всегда, и естественно, создают статистический шум при отыскании гидравлических связей. Это лучше заметно при расчете характеристик относительно поверхности скачка плотности (солености) по вертикали. Поэтому, неточность определения гидравлических (гидрологических)

характеристик может быть связана, в том числе и с этим явлением. Результаты усреднений при наличии внутренних волн неточные. Период колебаний внутренних волн, не кратный суточному интервалу, может ухудшить результаты усреднений, Ожидаемый период внутренних волн не больше 3-4 часов, поэтому усреднение возможно из 6-8 измерений. Классической статистикой рекомендуется усреднять из 10 значений и больше, но допускается и из 4-х.

Полученные связи относятся к разряду слабых, рис.12-15. Несколько лучше обстоит дело, если характеристики рассчитываются по измерениям в проливе относительно поверхности с нулевой скоростью по вертикали, см. табл. 2, 3. Это касается также и зависимостей, приведенных на рис. 3-11.

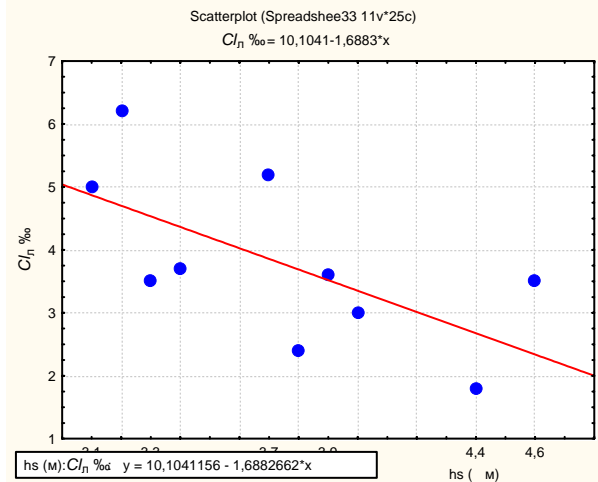


Рис.12 - Зависимость солености (хлорности) лиманной воды от заглубления скачка плотности (средней солености лиманной воды на каждой вертикали зоны смешения), вычисленной относительно нулевой поверхности

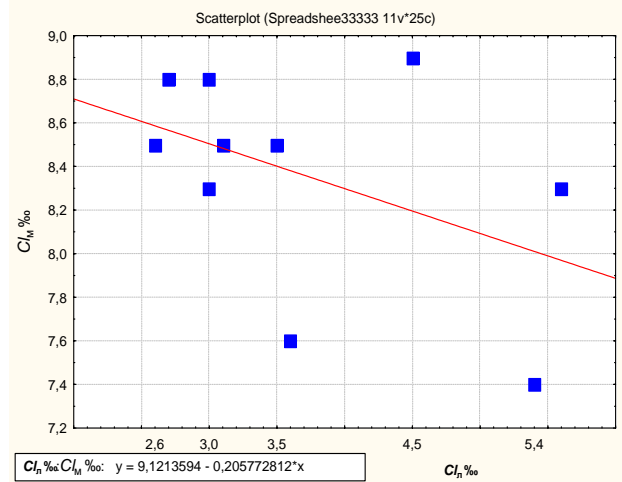


Рис.13 – График связи солености морских (Cl_M , ‰) и лиманных вод (Cl_L , ‰). График показывает, что связь между соленостью (хлорностью) морских и лиманных вод практически отсутствует.

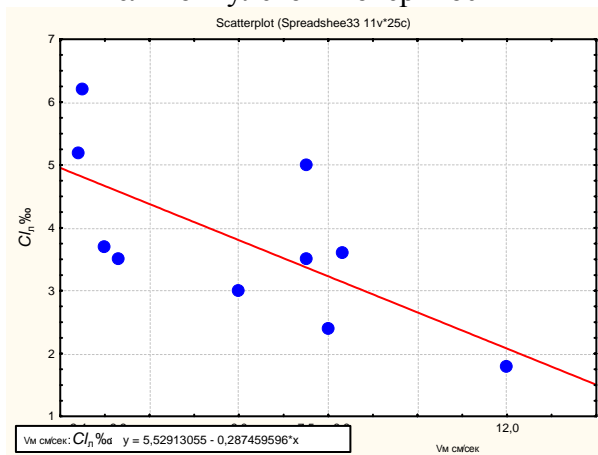


Рис.14 - Зависимость солености (хлорности) лиманной воды от средней скорости поступления в лиман морской воды, вычисленной относительно линии нулевой скорости

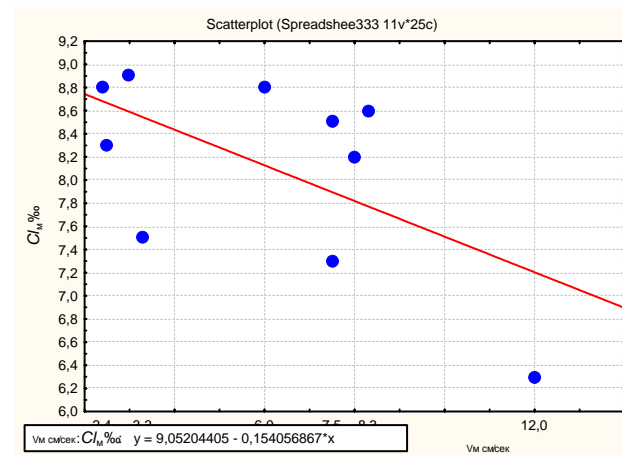


Рис.15 - Зависимость солености (хлорности) лиманной воды от средней скорости поступления в лиман морской воды, вычисленной относительно линии скачка плотности (средней солености)

Корреляция солености (хлорности) между морской и лиманной водными массами плохая, также как между h_S и h_0 . При их разделении поверхностью нулевых

скоростей корреляция равна $-0,33$, при разделении поверхностью скачка плотности $-0,45$. Это говорит о том, что поверхности нулевых скоростей и скачка плотности формируются не одновременно, отражают совершенно разные механизмы касающиеся водо- и солеобмена в проливе и зоне смешения. Кроме того, в данном случае, корреляция обусловлена интенсивностью процессов обмена массой между морской и речной водой, формирующих лиманную водную массу. Зависимость между ними обратная. Объяснение этому, вероятно, можно дать такое: на перемещение плотной частицы воды из нижних слоев в верхние легкие, при неизменной турбулентности, затраты энергии на преодоление силы тяжести не остаются неизменными. С увеличением солености (плотности) морской воды они больше, а при уменьшении плотности затраты энергии меньше. Измеряемые в проливе величины характеризуют отдельные состояния процесса, их можно рассматривать как близкие к стационарным условиям. Возрастание и уменьшение затрат энергии на преодоление силы тяжести, при перемещении частиц воды из нижних слоев в верхние, в таком случае не может четко просматриваться, является отображением неустановившихся условий и проявляется в ухудшении корреляций, разбросе точек на графиках.

Расчет установившегося водо- и солеобмена. Для расчета установившегося водообмена между лиманом и морем можно использовать теоретическую формулу, характеризующую стационарный процесс водо- и солеобмена через произвольный пролив

$$Q_M = \left(\frac{S_L}{S_M - S_L} \right) Q_P \quad (5)$$

Выбирая расчетный интервал, достаточный для стабилизации зоны смешения, тем самым получаем стабильные отношения в проливе между речным стоком Q_P , морским Q_M и лиманным Q_L

$$Q_P + Q_M = Q_L \quad (6)$$

а также между соответствующими соленостями S_L и S_M , измеряемыми в том же проливе. Проверим справедливость теоретической формулы (5) данными, известными из литературных источников, табл.6.

Приток морских вод через Кинбурнский пролив, вычисленных по (5), и рассчитанных Копайгородским Е. М., показывает формула (7)

$$Q_{M,(5)} = 0.558 + 0.386 Q_M(K) \quad (7)$$

Корреляция 0.76 между $Q_{M,(5)}$ и $Q_M(K)$ только кажется хорошей. В данном случае сравнивается одна и та же гидрологическая характеристика: приток морских вод в лиман через Кинбурнский пролив, вычисленный двумя различными способами, рис.16. Для одной и той же характеристики, прямая связи на рисунке должна проходить под углом 45° . В этом случае для аргумента Q_M угловой коэффициент должен быть 1.0 , а не 0.386 . Этому факту необходимо разъяснение. Дело в том, что коэффициент корреляции не всегда является исчерпывающей характеристикой генетической связи между процессами, всегда обязательно обоснование связи, например, теоретическое подтверждение в виде (5).

Таблица 6 - Водообмен через Кинбурнский пролив рассчитанный Копайгородским Е. М.*) (1955) и, отдельно, Слатинским Ю.Г.***) (1962), а также вычисленный по (1)

Месяцы	Q_p , км ³	S_l , ‰	S_m , ‰	Q_m , км ³ [**]	Q_l , км ³	$S_m - S_l$, ‰	Вычисл. по (1) Q_m , км ³	$Q_p + Q_m$	Q_m , км ³ [**]	Q_l , км ³ [***]
Январь	2,23	2,2	9,9	0,45	2,69	7,7	0,64	2,68	4,5	6,6
Февраль	2,69	1,7	9,9	0,38	3,06	8,2	0,56	3,07	1,1	3,2
Март	5,64	1,3	9,9	0,69	6,3	8,6	0,85	6,33	3,2	7,5
Апрель	10,73	0,7	7,7	0,8	11,4	7,0	1,073	11,53	0,7	10,3
Май	13,86	0,5	6,6	1,12	14,88	6,1	1,14	14,98	0,5	14,0
Июнь	5,42	1,1	8,8	1,03	6,43	7,7	0,77	6,45	1,5	6,5
Июль	2,92	2,1	9,4	0,28	4,16	7,3	0,84	3,2	2,8	5,8
Август	2,59	3,1	9,9	1,63	4,21	6,8	1,18	4,22	4,1	6,8
Сентябрь	2,14	2,8	9,4	0,8	2,92	6,6	0,91	2,94	6,4	8,7
Октябрь	2,19	2,4	9,9	0,55	2,74	7,5	0,70	2,74	6,9	9,1
Ноябрь	2,47	2,5	9,4	0,94	3,39	6,9	0,89	3,41	7,2	9,0
Декабрь	2,32	2,7	9,9	0,98	3,34	7,2	0,87	3,30	7,6	9,9

Корреляция 0,678

Оценка оттока лиманных вод через пролив, вычисленная Копайгородским и, взятая как сумма притока в лиман речных и морских вод (балансовое условие неразрывности стационарного процесса), тоже дает удовлетворительную для естественных условий корреляцию 0.61.

Отток этих вод через Кинбурнский пролив, вычисляемый разными способами, связан между собой зависимостью

$$Q_{l,(Q_p+Q_m)} = 0.698 + 0.0304Q(K). \quad (8)$$

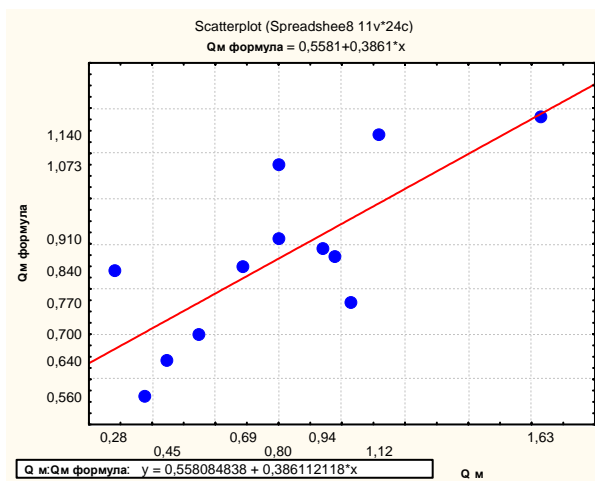


Рис.16 - График связи притока морских вод через Кинбурнский пролив, рассчитанного Копайгородским Е. М., $Q(K)$, и вычисленного по формуле (1), $Q_{l,(Q_p+Q_m)}$

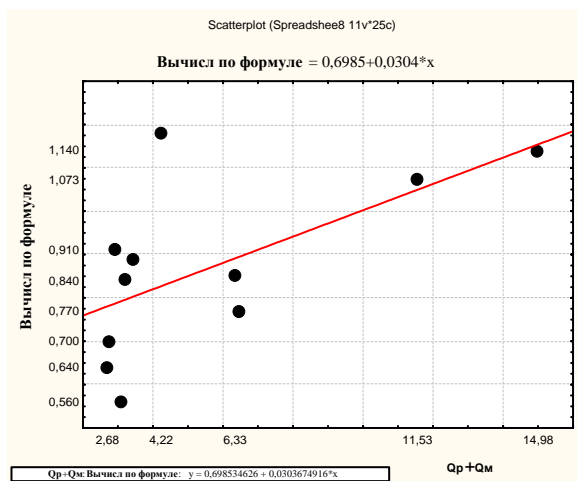


Рис.17 - График связи лиманного потока через Кинбурнский пролив, рассчитанного Копайгородским Е. М. и определенного для стационарных условий $Q_l = (Q_p+Q_m)$

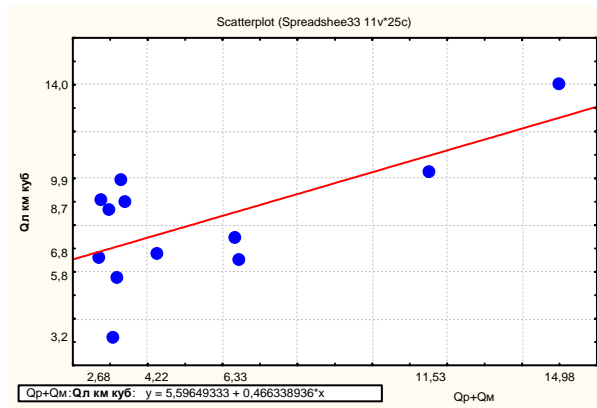


Рис.18 - График связи лиманного потока через Кинбурнский пролив, рассчитанного Слатинским Ю.Г. и определенного для стационарных условий $Q_l = (Q_p + Q_m)$.

Данные о притоке морских вод в Днепровский лиман, вычисленные Копайгородским и позднее Слатинским, табл.11, не коррелируют между собой вообще, корреляция практически отсутствует (0.048). В то же время отток лиманных вод через пролив, вычисленный теми же авторами, имеет корреляцию 0,68. Уравнение этой зависимости имеет вид

$$Q_m = 5.596 + 0.466 Q_m (к) \quad (9)$$

Комментарий к (9) аналогичен анализу формулы (7), его не будем повторять.

Приток морских вод через Кинбурнский пролив и отток лиманных вод, оцененный в прежние времена, иллюстрируется графиками связи на рис. 16-18.

Представленные зависимости относятся к слабым и хорошим. Поэтому, несмотря на встречающуюся хорошую корреляцию, в итоге получаем такие выводы:

- во-первых, о неудовлетворительной оценке водообмена через Кинбурнский пролив, выполненные Копайгородским Е.М и Слатинским Ю.Г.;
- во-вторых, аналитическая формула (5) правильно отображает механизм стационарного водо- и солеобмена для любого двухмерного пролива, и может быть использована также как диагностическая для оценки правильности измерений в натуральных условиях, вычисленные другим способом.

Во втором и в третьем случаях, рис.16,17 причину плохой корреляции следует искать в некачественных определениях балансовых составляющих, положенных в основу расчета в прошлые времена Копайгородским Е. М. и Слатинским Ю.Г.

Расчет неустановившегося водо- и солеобмена. Для расчета неустановившегося водо- и солеобмена через Кинбурнский пролив, используются графики, показанные на рис. 2-11, установленные в ходе анализа механизмов водо- и солеобменных процессов через пролив. Порядок расчета реверсивного двухслойного и дискретного неустановившегося водо- и солеобмена через пролив, находится по измеряемой в натуре характеристике h_0 , меняющейся во времени, и тем отражающая неустановившийся режим.

Остальное определяется следующей последовательностью действий.

1. По h_0 устанавливается относительная разность $\frac{h_s - h_0}{H}$, рис.3. Для чего используется зависимость (5), при $\kappa=0.16$ для Кинбурнского пролива или (10)

$$\frac{h_s - h_0}{H} = 0.390 - 0.113 h_0 \quad (10)$$

2. Отношение средней скорости V_m морского к скорости V_l лиманного потока, вычисленного относительно скачка плотности (или средней солености), определяется по рис.4 или по формуле

$$\frac{h_s - h_0}{H} = 0.157 - 0.083(V_{\text{л}}/V_{\text{м}}), \quad (11)$$

3. Для определения солеобмена нужно найти местоположение на разрезе Кинбурнского пролива h_s , рис.10,11. Границу раздела между лиманной (осолоненной речной) и морской водными массами, из-за слабой корреляции (0.51), рекомендуется вычислять по формуле (12) по известным h_0 и $(V_{\text{л}}/V_{\text{м}})$.

$$h_s = h_0 + H(0.1088 - 0.5929(V_{\text{л}}/V_{\text{м}})). \quad (12)$$

Коэффициенты корреляции между этими характеристиками в неустановившихся условиях достаточно хорошие, превышают -0.72.

4. Для определения солеобмена и обменных расходов воды через пролив, кроме глубины h_s и h_0 , необходимо знать также площади поперечного сечения пролива, в зависимости от высоты уровня, т.е. площади водного сечения пролива в зависимости от уровня. Далее, вычисляются расходы лиманных и морских вод по обычной формуле расхода, как произведения скорости на площадь. Площади занятые соответствующими водными массами известны, поскольку известно h_s .

5. Зависимость солёности вытекающих лиманных вод от объёмов речного стока находится по теоретической балансовой формуле (5), по известной солёности поступающих в лиман морских вод и вытекающих лиманных. Всегда желательно проверять вычисленные по речному стоку солёности лиманных и морских вод, путем расчета каким-либо другим способом.

Выводы. Анализ функциональной роли и значения водо- и солеобменных процессов в проливе показал, что наибольшее значение играет двухслойный обмен, дискретный является составной его частью и проявляется как максимальные и минимальные составляющие неустановившихся процесса обмена. Трёхслойный обмен, предположительно, представляет мертвое пространство в проливе, при расчете водо- и солеобмена между лиманом и морем и поэтому может не учитываться.

Для оценки водо- и солеобмена через пролив использованы новые подходы. Выяснено, что водо- и солеобмен между лиманом и морем характеризуется взаимным положением в проливе и во всей зоне смешения специфических поверхностей, позволяющих раскрыть механизм взаимодействия между морской и лиманной водными массами. Изменчивость обменных процессов в проливе оценивалась, во-первых, описанием изменчивости *поверхности нулевых скоростей*, разделяющих по динамике двухслойную толщу зоны смешения, во-вторых, динамика солей в зоне смешения рассматривалась с помощью другой специфической характеристики обмена - изменчивости *галоклина (поверхности скачка плотности)*, разделяющих водные массы по средней солёности. Скачек плотности, в толще зоны смешения и проливе, при изучении обменных процессов, заменили изучением во времени положения скачка солёности (галоклина на каждой вертикали).

Взаимное положение специфических поверхностей определяет водо- и солеобмен между лиманами морем, проясняет переход от установившихся условий обмена к неустановившимся. Этот переход *обеспечивается быстрой перестройкой поля скоростей*.

Взаимозависимость гидравлических характеристик в динамической двухслойной толще оценивалась коэффициентами линейной корреляции и графиками связи, в первую очередь *относительно галоклина* на каждой вертикали разреза в проливе.

Водо- и солеобмен между морем и лиманом имеет колебательный характер.

Возвратно-поступательный обмен через пролив лучше заметен по среднесуточным значениям течений, вычисленным *относительно поверхности нулевых скоростей*.

Найден безразмерный *показатель неустановившегося взаимодействия* речной и морской водных масс в зоне смешения и в проливе, его можно считать универсальным показателем. Перемещение поверхности нулевых скоростей по вертикали приводит в дальнейшем к перемещению по вертикали галоклина, в котором находится значение средней солености на вертикали. Перестройка поля скоростей приводит к фазе неустановившегося водообмена и в последующем запускает неустановившийся солеобмен. Солеобмен - процесс более инерционный, по сравнению с водообменом, поэтому динамика лиманной водной массы активнее морской. Это проявляется в большей подвижности ее вод, колебательных движениях в верхней, лиманной, части толщи зоны смешения.

Анализ изменчивости относительной разности характерных поверхностей позволил установить, что непостоянство поверхности нулевых скоростей и их относительной разности, приводят в действие совершенно разные механизмы водо- и солеобмена в проливе. Обуславливает интенсификацию процесса обмена массой между морской и речной водой, формирует в зоне смешения водную массу лиманную. Дано объяснение этим фактам и выявлены возможные последствия их действия. В результате исследования рекомендован расчет установившегося водо- и солеобмена в двухслойном двухмерном проливе и, впервые, неустановившегося, оцениваемого по специфическим характеристикам изменяющимся во времени.

Литература

1. Кейлеган Д. Г. Механизм образования неподвижного клина соленой воды. // В сб. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Под ред. А.Т.Иппена. -Л.: Гидрометеоздат, 1970. -394 с.
2. Илюшин В.Я., А.В. Пушкарь, А.В. Ставерская. Изменение структуры речной струи на взморье при изменении глубины и интенсивности присоединения к ней морской воды // Український гідрометеорологічний журнал. -2008. - №3.- С. 221-228.
3. Илюшин В.Я. Частное решение уравнения Сен-Веннана для участка потока с нулевым уклоном водной поверхности //Український гідрометеорологічний журнал. -2009. Вып.5. – С. 219--230.

Роль і значення водо- і солеобміну через протоку у водному і сольовому балансі зони змішення лиману.

В.Я.Ілюшин

Роль і значення водо- і солеобмінних процесів в протоці своєрідні. Головна роль належить двошаровому обміну, дискретний обмін може розглядатися як безперервний двошаровий. Запропоновано оригінальний спосіб оцінки і розрахунку водо- і солеобміну для стаціонарних і несталих умов.

Ключові слова: водні маси, кореляція, гідродинаміка, поверхня нульових швидкостей, галоклін, методи розрахунку.

The role and importance of the water and salt exchange through a strait in the water and salt balance of the estuary mixing area

V.Ya.Iliushin

The role and importance of water and salt cycle processes in a strait is specific. The main role belongs to the two-layer exchange. A discrete exchange can be considered as a continuous two-layer one. The original method of estimation and calculation of water- and salt exchange for stable and unstable conditions is proposed.

Keywords: water masses, correlation, hydrodynamics, zero speed surface, halocline, calculation methods.

АНАЛІЗ КЛІМАТИЧНИХ ГЕОСТРОФІЧНИХ ТЕЧІЙ ТА ЇХ ВИТРАТ НА ЗОНАЛЬНОМУ ТА МЕРИДОНАЛЬНОМУ РОЗРІЗАХ АКВАТОРІЇ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

Розраховано геострофічний перенос вод на широтному ($45^{\circ}20'$ півн.ш.) та меридіональних ($31^{\circ}00'$ та $31^{\circ}30'$ сх.д.) розрізах за допомогою динамічного методу. Описана структура циркуляції вод на розрізах. Наведені механізми мінливості характеристик потоків на акваторії північно-західного шельфу Чорного моря та частково – на материковому схилі. Отримані кількісні характеристики витрат на розрізах.

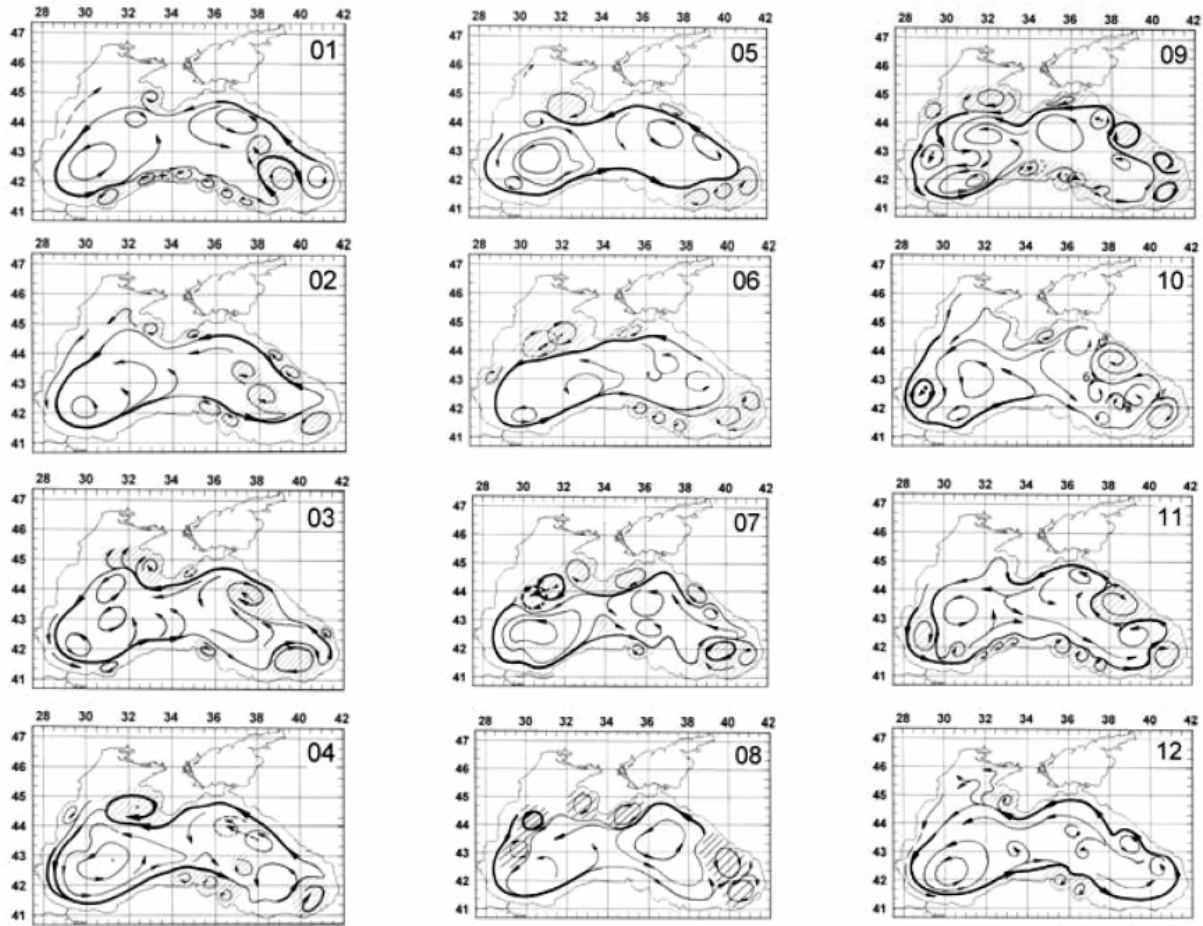
Ключові слова: північно-західний шельф Чорного моря, циркуляція, перенос вод, витрати потоків, просторово-часова мінливість.

Вступ. Проблема взаємодії й обмін речовиною та енергією вод північно-західного шельфу Чорного моря (ПнЗШ) і відкритого моря в районі материкового схилу є однією з фундаментальних у сучасних дослідженнях Чорного моря. Аналіз цієї взаємодії дозволить відповісти на запитання: за допомогою яких механізмів і в яких об'ємах забруднювальні речовини вод ПнЗШ будуть переноситися і яким чином будуть впливати на стан екосистеми глибоководної частини Чорного моря.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Особливості циркуляції вод Чорного моря відіграють важливу роль у різному науково-практичному використанні, у тому числі – екологічному. Дослідження та розрахунки циркуляції були проведені у минулому багатьма організаціями та дослідниками, однак циркуляція (а точніше, її мінливість) вод ПнЗШ до теперішнього часу не достатньо вивчена [1, 3-6]. Недостатньо вивчені процеси формування та перерозподілу шельфових вод під дією різних природних факторів. Одним з головним із них виступає річковий стік, мінливість якого, в свою чергу, приводить до ряду структурних змін у циркуляції вод та водообміну між відкритою частиною Чорного моря та шельфом. Іншим важливим фактором є вітер, що перерозподіляє опріснені шельфові води по акваторії та генерує додаткові динамічні утворення. Антициклонічні вихори (АЦВ) у районі звалу глибин на материковому схилі та їх просторова трансформація також кардинально впливають на перерозподіл шельфових евтрофованих вод [1].

Переважаю циркуляція поверхневих вод ПнЗШ носить циклонічний характер, однак у дійсності течії сильно міняються у зв'язку із змінами напрямку й швидкості вітру, тобто існує сезонна мінливість кліматичних особливостей характеристик вітру. При відповідних вітрових умовах циклонічна циркуляція вод може мінятися майже на зворотну. Також, у водах акваторії ПнЗШ можуть існувати різні за напрямком обертання вихори. Найчастіше антициклонічні вихори утворюються або навпроти м. Бургас - Дністровський лиман, або навпроти Сулинського та Георгіївського гирл Дунаю. Часто спостерігаються вони також навпроти Кілійського гирла, північніше за о. Зміїний. Таке положення і розміри вихорів у районі ПнЗШ значною мірою визначаються участю у прибережному океанографічному режимі дунайських і дніпровських вод, а також ступенем опріснення всієї північно-західної частини моря. У Каркінітській затоці при вітрах усіх напрямків циркуляція вод має антициклонічний характер [2].

На рис. 1 представлена схема поверхневих течій, побудована за даними супутникових спостережень поверхневої температури та кількості хлорофілу А у поверхневому шарі [3]. По схемі (рис. 1) було визначено якісну оцінку спрямованості



Області антициклонічної завихреності заштриховані

Рис. 1 - Щомісячні схеми циркуляції Чорного моря по анімаціях поверхневої температури води [3].

потоків на межі материкового шельфу при аналізуванні генерального напрямку потоків на розглянутих розрізах. Такий аналіз надав можливість підтвердити сезонну мінливість потоків на межі ПнЗШ та відкритої частини моря.

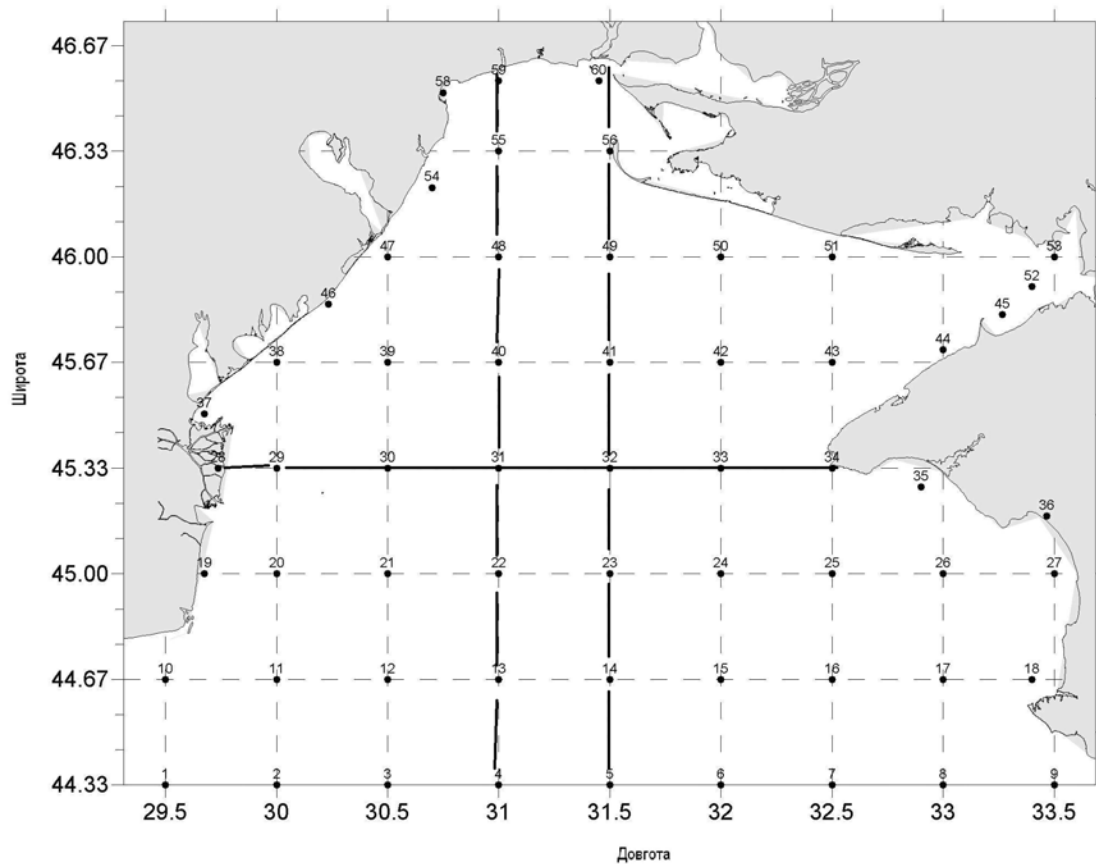
У роботі [4] наведена оцінка кількісних та якісних характеристик надходження біогенних речовин з ПнЗШ у глибоководну частину Чорного моря. Проаналізовано головні процеси виносу біогенних речовин. Проте характеристики процесів на акваторії шельфу не визначені, не враховано, що гідродинамічний режим акваторії шельфу та сезонні внутрішні трансформації впливають на винос вод у відкрите море. Також, у роботі [4] потоки речовини з шельфу розраховуються як однонаправлені, а така структура на материковому схилі не може описати водообмін між акваторією ПнЗШ та глибоководною частиною моря.

Отже, динамічні утворення на звалі глибин, зокрема Севастопольський антициклонічний вихор, можуть впливати на мінливість надходження річкових евтрофованих, шельфових вод у відкриту частину моря, але вони не є генераторами динамічних структур на акваторії шельфу. Тобто, механізми формування та генерації АЦВ та вихорових утворень акваторії шельфу не є однаковими та не можуть розглядатися як подібні структури [1-3].

Постановка завдання. Задача дослідження полягає у визначенні кількісної та якісної характеристики геострофічних течій на двох меридіональних ($31^{\circ} 00'$ та $31^{\circ} 30'$ сх.д.) та одному широтному ($45^{\circ} 20'$ півн.ш.) розрізах, які перетинають акваторію

ПнЗШ. Аналіз течій на розрізах дає можливість отримати оцінку витрат досліджуваних потоків. Отримані оцінки витрат становитимуть у майбутньому основу розрахунків переносу забруднювальної речовини між відкритою частиною моря та ПнЗШ.

Матеріали та методи дослідження. Для аналізу використані масиви даних температури та солоності Банку Даних УкрНЦЕМ за період з 1910 р. по 2005 р. На рис.2 представлена схема розташування розрахункових станцій по акваторії ПнЗШ, у вузлах якої отримано кліматичні дані по температурі та солоності для кожного місяця. 20-тимильні квадрати з кроком по широті 20' та 30' по довготі (79 км в одному градусі по довготі на 45° півн.ш., та 111 км в одному градусі по широті на 31° сх.д.) було обрано для розрахунків потоків динамічним методом [7]. Такий крок по горизонталі дає дуже згладжену оцінку витрат потоків, розрахованих по геострофічних швидкостях течій.



Лінії розрізів виділені

Рис. 2 - Схема станцій, по яких розраховано кліматичні дані температури та солоності.

Меридіональні переноси на розрізі по паралелі 45°20'півн.ш. На рис. 3 (а) представлено помісячне розгорнення меридіональних складових кліматичних потоків на розрізі по паралелі 45°20'півн.ш. Можна відзначити різку зміну напрямку потоків або їх відокремлення у просторово-часовому масштабі та виділити центр ущільнення ізотях як ядро з максимальними показниками швидкості потоку.

У зимовий і весняний періоди року західна частина розрізу характеризується стійким, а в інтервалі довгот $30^{\circ}00'$ - $30^{\circ}30'$ ще й сильним південним переносом вод з витратами у ядрі більше 10 тис. $\text{м}^3/\text{с}$. На початку літа відбувається перебудова поля потоків. Протягом усього літньо-осіннього періоду в західній частині шельфу відзначається виражена північна складова переносу вод з високими швидкостями в тому ж інтервалі довгот, що й відзначений вище південний перенос. Витрати у ядрі перевищують 15 тис $\text{м}^3/\text{с}$. У східній частині також присутній північний перенос з високими швидкостями (витрати досягають 30 тис. $\text{м}^3/\text{с}$). Цей потік у просторовій мінливості обмежений $32^{\circ}00'$ та $32^{\circ}30'$ на сході розрізу.

В цілому, у зимово-весняний період року геострофічні течії з південними складовими переважають на більшій довжині розрізу. У період з лютого по квітень локальна область північного переносу вод відзначається в центральній частині ПнЗШ, у ядрі якого витрати перевищують 5 тис. $\text{м}^3/\text{с}$. Основною і найцікавішою великомасштабною особливістю є область північних переносів вод (на рисунку затемнена), яка поступово зміщається в часі зі східних районів моря в західні. У період з лютого по травень збільшуються витрати й розширюється область північних переносів. У липні ця область зміщається на захід і одночасно генерується біля західного узбережжя ПнЗШ, досягаючи екстремуму витрат в липні-серпні й у жовтні на меридіані $30^{\circ}15'$ сх.д., де витрати перевищують 15 та 10 тис $\text{м}^3/\text{с}$ відповідно.

Загалом, зимово-весняний період характеризується південним переносом вод по всьому розрізу, окрім вищеописаного потоку на крайньому сході, та на заході у час перебудови структури потоків. Витрати південних переносів досягають максимуму восени 25 тис $\text{м}^3/\text{с}$.

Геострофічні розрахунки на розрізі показують, що період з лютого по червень характеризується на ПнЗШ великомасштабною циклонічною циркуляцією. У липні циркуляція змінює знак на протилежний і така структура, злегка зміщаючись до заходу, існує до листопада.

Швидкості течій на розрізі достатньо великі. На поверхні моря вони коливаються від 0,15 до 0,26 м/с, досягаючи часом максимальних значень до 0,54 м/с; у придонному шарі — 0,05-0,15 м/с. У відкритій акваторії ПнЗШ немає застійних вод, де б течії були відсутні, але така картина можлива у затоках.

Широтні переноси на меридіональному розрізі по $31^{\circ}00'$ сх.д. Просторово-часовий розподіл уздовж широтних складових геострофічних потоків на пересічному ПнЗШ меридіональному розрізі по 31° сх. д. з півдня на північ (див. рис 2) має більш складну й мінливу структуру. Особливо це помітно в інтервалі широт $44^{\circ}20'$ – $45^{\circ}00'$ півн.ш.

Південні райони шельфу піддаються активному динамічному впливу струменя Основної чорноморської течії (ОЧТ) та вздовжсхилового вихороутворення. Ця широтна область ділиться на два підрайони з полярними характеристиками, відповідно до широтних переносів вод. У південній частині цієї області ($44^{\circ}20'$ – $44^{\circ}40'$ півн.ш.) протягом року чотири-п'ять раз міняється спрямованість потоку. У зимовий період року (з листопада по лютий включно) у цьому інтервалі широт спостерігається інтенсивна зона східного переносу. Витрати перевищують 200 тис. $\text{м}^3/\text{с}$. У березні потоки міняються на зворотні та у ядрі витрати досягають майже 40 тис. $\text{м}^3/\text{с}$, а з середини весни й улітку (квітень-червень, серпень) відновлюються східні переноси вод. Цей процес пов'язаний з весняно-літнім поширенням паводкових вод річкового стоку й у цілому характерний для всієї довжини розрізу.

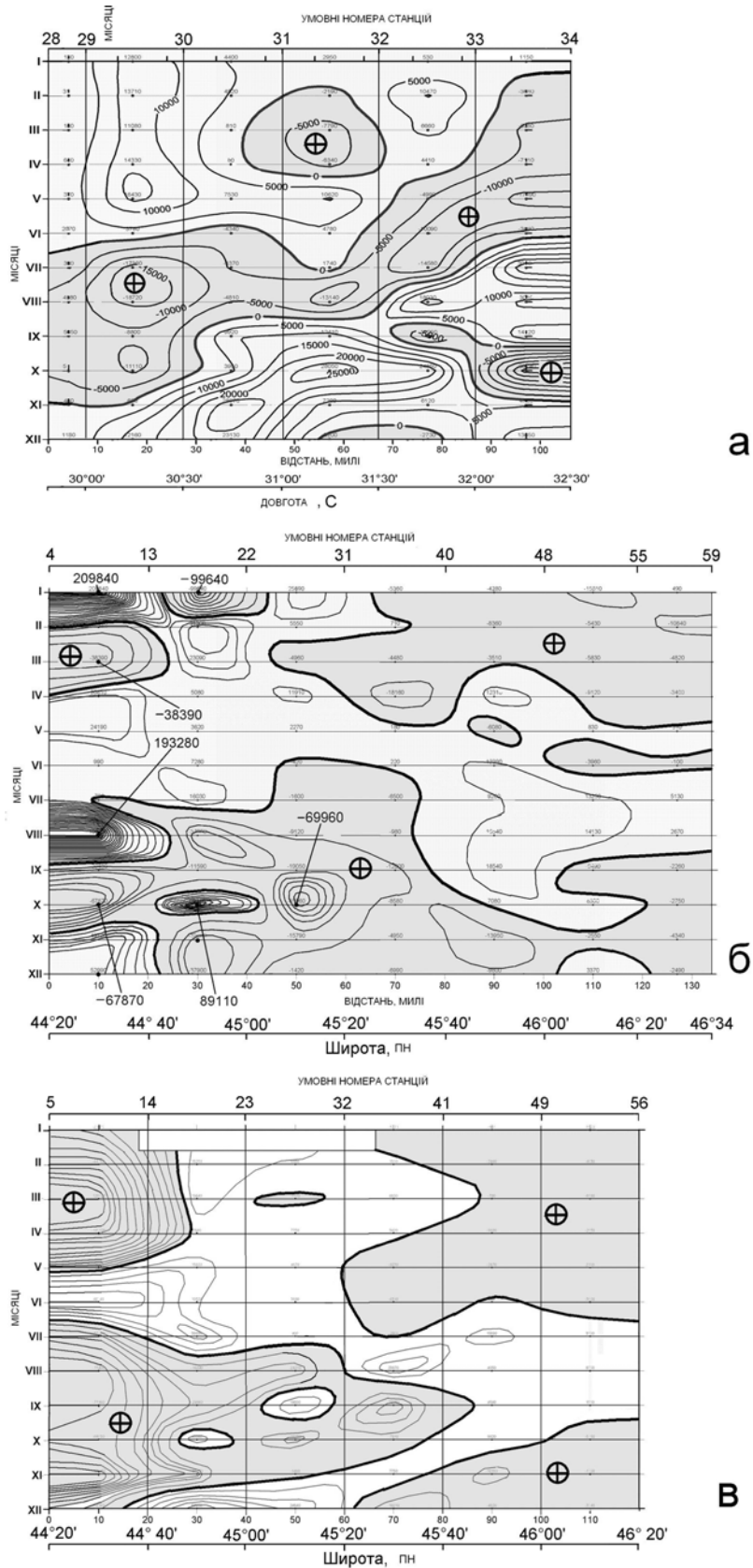


Рис. 3 - Просторово-часова внутрішньорічна мінливість кліматичних геострофічних, нормальних розрізів, складових переносів вод (м³/с): а – на широтному розрізі по паралелі 45°20'півн.ш.; б – на розрізі по меридіану 31°00'сх.д. ; в – на розрізі по меридіану 31°30'сх.д.

Максимальних значень східний перенос набуває на півдні розрізу в серпні, він перевищує 190 тис. м³/с. Восени переважають західні переноси вод. Витрати у ядрі досягають майже 70 тис. м³/с.

На півночі, в інтервалі широт 44°40' – 45°00' півн.ш., за винятком весняно-літнього періоду та жовтня, відзначаються західні переноси вод, з витратами у ядрі майже 100 тис. м³/с. Потік, який спостерігається у жовтні, має витрати у ядрі майже 90 тис. м³/с. У центральних і північних областях розрізу швидкості зональних течій суттєво менші, переноси східних напрямків відзначаються тільки влітку, західні - переважають в інші пори року.

Широтні переноси на меридіональному розрізі по 31°30' сх. д. Структура внутрішньорічних переносів вод на даному розрізі в загальному вигляді схожа на описану вище по меридіану 31°00' сх. д., особливо в центральних і північних районах шельфу. Однак на півдні розрізу є істотні відмінності. Західні складові кліматичних переносів вод у південній частині розрізу переважають більшу частину року з екстремумами в березні, серпні-вересні й листопаді. Східні складові проявляються тільки в червні, на завершальній стадії розвитку Севастопольських вихорів.

Більш детальний опис витрат потоків на розрізах розглядається у роботі [8], де представлені розрахунки та візуальне представлення вертикальної структури розрізів та мінливості по місяцях. У роботі проведено аналіз потоків по розрізах та зроблені окремі висновки щодо присутності вихорів на межі материкового шельфу.

Висновки. За кліматичними даними виконана оцінка гідродинамічних характеристик морських вод на межі материкового шельфу північно-західної частини Чорного моря. Виявлено наявність вихорових утворень на акваторії шельфу та на його границі. Їх просторово-часова мінливість кардинально змінює характеристики витрат на межі материкового шельфу північно-західної частини Чорного моря.

Визначені кількісні характеристики витрат на розрізах дають оцінку сезонній мінливості переносу вод. Така оцінка дає уявлення щодо природи описаної мінливості. Сезонні зміни у структурі поверхневих течій, які були оцінені за супутниковою інформацією, фактично збігаються з порахованими переносами на розрізах. Меридіональні переноси можуть перевищувати по витратах зональні у декілька разів та навіть на порядок.

Існуючі різноспрямовані вихори на материковому шельфі не можуть чітко описуватися за осередненими кліматичними даними через їх природу формування та трансформації по акваторії. Динамічні утворення на звалі глибин, зокрема Севастопольський антициклонічний вихор, можуть впливати на мінливість надходження річкових евтрофованих, шельфових вод у відкриту частину моря, але вони не є генераторами динамічних структур на акваторії шельфу, тобто, природа їх формування та генерації не можуть описуватись однаково.

Одержані результати розрахунків геострофічних течій та їх витрат на ПнЗШ і на межі шельфу дозволять розрахувати перенос забруднювальних речовин між шельфом та відкритою частиною моря при наявності середньо-кліматичних даних надходження забруднювальних речовин.

Список літератури

1. 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: МГИ. – 2010.- Вып.26. С.117-126.
2. Экология Черного Моря, (<http://www.lacuevalimon.com/category/ecolog/>), 2011.

3. Попов Ю. І., Матыгин А. С. Особенности циркуляции вод поверхностного слоя Черного моря по термическим спутниковым данным // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. - Одеса – №6. – С.217-224.
4. Рябцев Ю.Н., Геворгиз Н.С, Кривенко О.В. Оценка выноса биогенных элементов с северо-западного шельфа в глубоководную область Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2005. – Севастополь. - Сб. научн. тр. Вып. № 12. - С. 149-155.
5. Коморін В. М., Попов Ю. І., Український В. В. Оцінка мінливості гідродинамічних характеристик північно-західного шельфу Чорного моря // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Одеса. - № 5. – С. 188 – 201.
6. Коротаев Г.К. О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Морск. гидрофиз. журн. - 2001. – Севастополь. - № 6. - С. 14–20.
7. Зубов Н.Н., Мамаев О.И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 115 с.
8. Єрофєєв Г.О., Матыгин О.С. та ін. Дослідження переносу вод між північно-західним шельфом та відкритою частиною Чорного моря (звіт про виконання НДР бюджетної тематики Мінприроди, затверджено міністром у 2007 р.). – 2010. - Одеса, УкрНЦЕМ.

Анализ климатических геострофических течений и их расходов на зональных и меридиональном разрезе акватории северо-западной части Черного моря. Єрофєєв Г.А., Попов Ю.І.

Рассчитано геострофический перенос вод на широтном ($45^{\circ} 20' \text{с.ш.}$) и меридиональных ($31^{\circ} 00'$ и $31^{\circ} 30'$ в.д.) разрезах с помощью динамического метода. Описана структура циркуляции вод на разрезах. Приведены механизмы изменчивости характеристик потоков на акватории северо-западного шельфа Черного моря и частично - на материковом склоне. Получены количественные характеристики расходов на разрезах.

Ключевые слова: северо-западный шельф Черного моря, циркуляция, перенос вод, расходы потоков, пространственно-временная изменчивость.

Analysis of climatic geostrophic flows and their charges on zonal and meridional cut of aquatorium of north-western part of the Black sea. Yerofeyev G., Popov Y.

The geostrophic transfer of waters is expected on latitudinal ($45^{\circ} 20' \text{N}$) and meridional ($31^{\circ} 00'$ $31^{\circ} 30'$ E) cuts by means of dynamic method. The structure of circulation of waters is described on cuts. Mechanisms over of changeability of descriptions of streams are brought on the aquatorium of north-western shelf of the Black sea and partly - on a mainland slope. Quantitative descriptions of charges are got on cuts.

Keywords: north-western shelf of the Black sea, circulation, transfer of waters, charges of streams, spatio-temporal changeability.

А.В. Матвеев, н.с., Ю.И. Попов, к.г.н.
Украинский научный центр экологии моря

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДУНАЙСКИХ ВОД В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

По результатам спутниковых наблюдений получены статистические характеристики изменчивости направлений распространения дунайских вод в различные сезоны года и среднегодовые направления их распространения за период с 2005 по 2010 гг. Произведен совместный анализ ветров и поверхностных переносов вод. Получены оценки расстояний от устья, на которых ощущается динамическое влияние струи выходного речного потока.

Ключевые слова: циркуляция вод, дунайское взморье, визуальные спутниковые данные, северо-западный шельф Черного моря.

Введение. Циркуляция трансформированных речных вод в западной части мелководного северо-западного шельфа (СЗШ) имеет большое значение как для его экологического состояния, так и Черного моря в целом. Три крупных речных системы – Днестро - Бугская, Днестровская и Дунайская, вносят в морскую среду основные объемы загрязняющих веществ различного происхождения. Биогенные питательные вещества способствуют развитию приповерхностной эвтрофикации и, как следствие, глубоинной гипоксии и аноксии вод. Как правило, воды Днепро - Днестровского между - речья могут частично распространяться к востоку, в область Каркинитского залива, но в основном медленно переносятся на юг вдоль западного побережья СЗШ. Расход Ду - ная примерно на порядок превышает расходы северных речных источников и его воды, в области моря прилегающей к разветвленной и обширной дельте, способствуют резкой активизации приповерхностных динамических процессов за счет усиления баротропных и бароклинных эффектов. В приустьевых районах моря воды речного стока расте - каются в тонком 1-2-метровом слое, поэтому их распространение существенно зависит от силы и направленности местных ветров. Вопросы распространения и трансформа - ции речных вод в западной части СЗШ, основные факторы, управляющие этими про - цессами, исследовались ранее на основе гидрологических измерений, численного моде - лирования и анализа спутниковых изображений [1 – 4]. Основной целью работы явля - ется определение взаимосвязи ветрового режима с характером перераспределения реч - ных вод, хорошо выраженных на спутниковых цветных изображениях по величине мутности воды и концентрации пигмента фитопланктона – хлорофилла «а».

Материалы и методы исследования. Расчет направления распространения ду - найских вод на СЗШ Черного моря основывался на визуальных данных со спутников Aqua и Terra, получаемых при помощи спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) [5,6]. Данные доступны на сайте NASA <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>. Снимки принимались, с частотой раз в сутки, с каждого спутника при условии отсутствия облачности над исследуемым районом (рис. 1). В ра - боте проанализированы данные, полученные за период с 2005 по 2010 годы.

Анализ ветровых потоков проводился по данным метеостанции о. Змеиный. Для совместного анализа ветровых потоков и поверхностных течений рассчитывались среднесуточные вектора ветра и далее идентифицировались, как и течения, по 8 рум - бам, для которых рассчитывалась средняя скорость ветра.

Анализ материалов. На визуальных спутниковых снимках дунайские воды видны как желтовато-коричневые потоки, распространяющиеся в виде струй по северо-

западной части Черного моря. Наиболее заметными являются потоки шести выходных рукавов (гирл): Потаповского, Акундиново, Быстрого, Старостамбульского, Сулинского и Георгиевского.

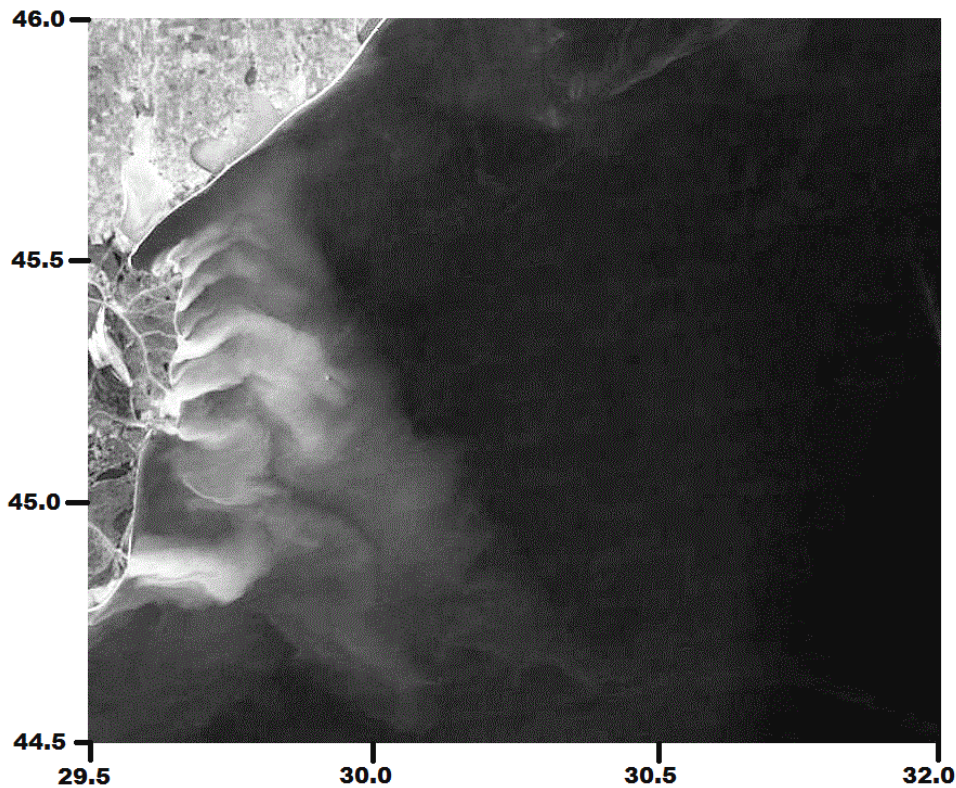


Рис. 1 - Пример снимка западной части СЗШ в видимом спектре (спутник Aqua). В левой части снимка видны потоки дунайских вод в виде белых струй.

Для учета направления распространения дунайских вод выбирались участки струй до момента, когда они теряют цветовую индивидуальность, т.е. произошло осаждение основной массы взвешенного вещества и речные воды в значительной мере смешались с водами открытого моря. Далее определить направления распространения речных вод по визуальным снимкам становится затруднительным (рис. 2). Исключения составляют отдельные весенние ситуации, когда вихревые системы северо-западного склона моря втягивают в себя с запада дунайские, или с севера дунайско-днестровские воды. При этом происходит распространение трансформированных речных вод в глубь СЗШ, а трассером уже является не взвешенное вещество, а исключительно пигменты фитопланктона. В данной работе такие ситуации не рассматривались.

Разбиение области дельты на 8 румбов приводит к тому, что при анализе распространения вод на морскую часть приходится четыре (СВ, В, ЮВ и Ю) сектора и восемь (Ю, ЮЗ, З, СЗ, С, СВ, В, ЮВ) – при анализе приводных ветровых потоков. Для каждой из шести речных струй, в зависимости от того в какой сектор она распространялась, определялось соответствующее направление. Среднее направление прибрежного потока дунайских вод вычислялось арифметическим осреднением направлений исходных потоков.

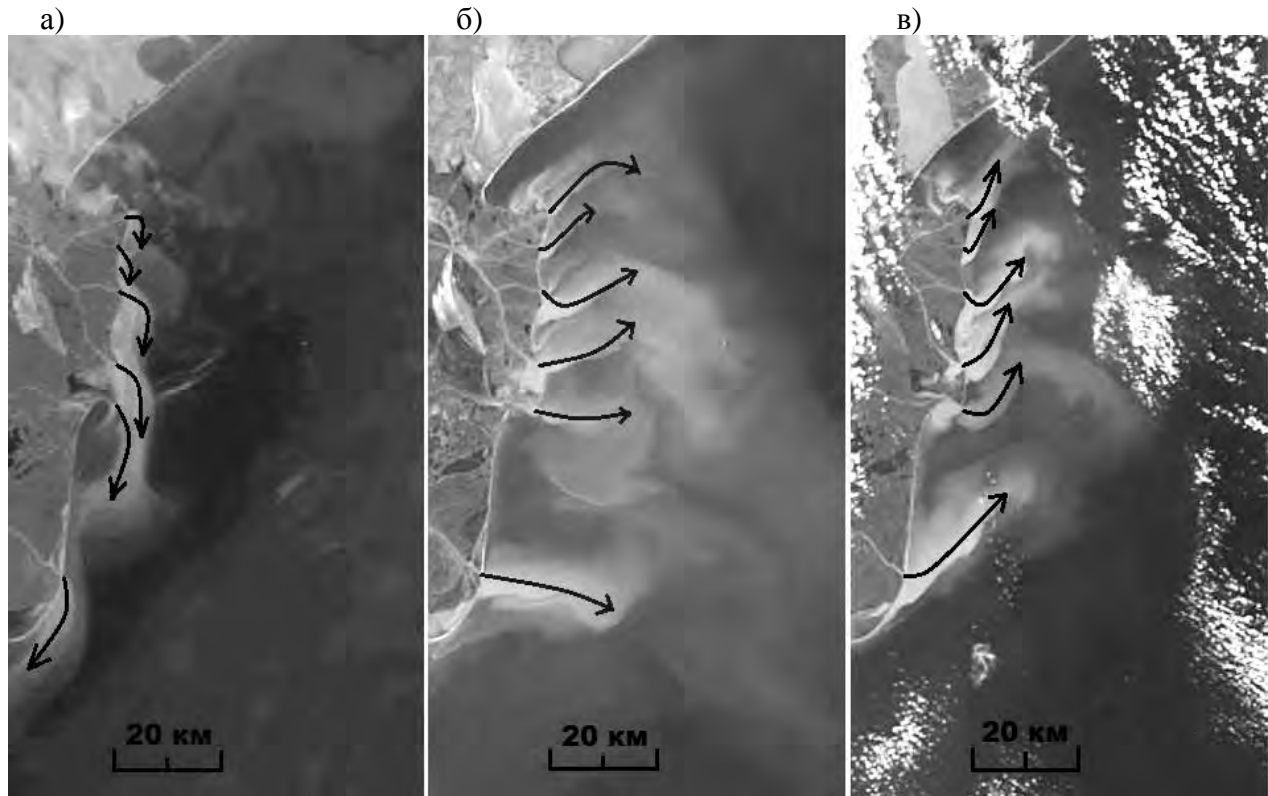


Рис. 2 - Примеры направления распространения дунайских вод на СЗШ Черного моря: а) перенос дунайских вод на юг, б) на восток и с) на северо-восток. Стрелками указаны основные потоки рукавов сверху в низ: Потаповского, Акундиново, Быстрого, Старостамбульского, Сулинского и Георгиевского соответственно.

В результате расчетов были получены статистические характеристики изменчивости направления распространения дунайских вод в различные сезоны года (табл.1) и среднегодовые направления их распространения за период с 2005 по 2010 гг. (табл.2).

Таблица 1 - Сезонная повторяемость направления распространения дунайских вод

Направления переноса	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Колич.	%	Колич.	%	Колич.	%	Колич.	%
Ю	12	35,3	67	45,0	152	54,9	55	50,0
ЮВ	11	32,5	29	19,5	54	19,4	19	17,3
В	6	17,6	29	19,5	37	13,4	12	10,9
СВ	5	14,7	24	16,0	34	12,3	24	21,8
Всего	34	100	149	100	277	100	110	100

Как видно из табл.1, во все сезоны года преобладают течения южных направлений, от 35.3% - зимой до 54.9% - летом, с промежуточными значениями в остальные сезоны. Далее по повторяемости следуют течения юго-восточных, восточных и северо-восточных направлений. Исключение составляет осеннее распределение повторяемости, где на втором месте стоят северо-восточные течения. Наименее представительны-

ми выглядят зимние и осенние выборки данных из-за более частого облачного покрова.

Естественно, что при сравнении переносов вод по годам наблюдается такая же картина (табл.2): южные переносы вод преобладают над остальными от 43.8% случаев в 2007 году до 62% в 2009 году. Минимальные повторяемости отмечаются для восточных (7.4-19.2%) и северо-восточных (3.2-17.9%, без 2007 года) направлений переносов вод. Исключением являлся 2007 год, в котором северо-восточный перенос вод имел место в 33.7% случаев.

Таблица 2 - Ежегодная повторяемость направлений распространения дунайских вод

Направления переноса	2005		2006		2007		2008		2009		2010	
	Кол	%	Кол	%	Кол	%	Кол	%	Кол	%	Кол	%
Ю	30	44,1	40	45,5	39	43,8	37	50,0	59	62,0	80	51,6
ЮВ	19	27,9	18	20,5	10	11,2	12	16,2	12	12,7	42	27,1
В	10	14,7	17	19,2	10	11,3	13	17,6	7	7,4	28	18,1
СВ	9	13,3	13	14,8	30	33,7	12	16,2	17	17,9	5	3,2
Всего	68	100	88	100	89	100	74	100	95	100	155	100

Совместный анализ ветров и поверхностных переносов вод позволил получить коэффициенты взаимной корреляции (табл. 3), а также количественного соответствия средних векторов ветра направлению переноса вод (табл. 4 - 7).

Таблица 3 - Среднегодовые коэффициенты корреляции между направлениями ветра и направлением распространения дунайских вод

Год	2005	2006	2007	2008
Коэф. кор.	0,47	0,47	0,24	0,58

Средние за год коэффициенты корреляции между усредненными по румбам ветровыми потоками и направлением переносов поверхностных вод примерно одинаковы 0.47 – 0.58. Исключением является 2007 год, о чем будет сказано ниже. Небольшие величины корреляции объясняются тем, что на направление поверхностного переноса вод влияет не только направление ветра, но и динамика прилегающих к рассматриваемому району вод [1 - 4].

На основании данных о резких разворотах выходных струй основных рукавов Дуная были получены оценки расстояний от устья, на которых ощущается гидравлическое влияние струи выходного речного потока (расстояние до разворота струи к северу или к югу). При западных ветрах и, очевидно, при отсутствии поперечных сдвиговых течений восточное распространение речных вод прослеживается до 20 км. Но это скорее влияние ветровых потоков, нежели гидравлических напряжений. Среднее расстояние, где еще проявляется динамическое напряжение выходных струй, составило 1-3 км, что сопоставимо с теоретическими расчетами. В [7], при выполнении численных экспериментов, получена величина начального участка речной струи протяженностью 2-10 км.

В табл. 4-7 представлены повторяемости направлений ветра для разных направлений распространения дунайских вод из горловин основных рукавов. Для южного переноса дунайских вод характерно северо-восточное направление ветра от 23.1% в 2007 году до 43.5% в 2005 году. В 2006-2008 годах при генерации южных переносов вод на втором месте были ветры восточных направлений (17.9 - 27%), а минимальные повторяемости отмечались для южных и западных ветров (в пределах 2.5- 16.7%).

Юго-восточный, южный и юго-западные ветра являются характерными для юго-восточного, восточного и северо-восточного переносов дунайских вод, с повторяемостью (50-60%), а повторяемость северных и восточных ветров для юго-восточного, восточного и северо-восточного переноса значительно уменьшается (1-20%).

Таблица 4 - Повторяемость направления распространения дунайских вод в зависимости от направления ветра за 2005 год

Напр. течения		Направления ветров								Всего
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Ю	Кол. наб.	1	13	4	1	5	5	1		30
	%	03,3	43,3	13,4	03,3	16,7	16,7	03,3		100
	Ветер м/с	0,7	04,6	04,9	01,7	04,0	03,0	02,0		
ЮВ	Кол. наб.		3		1	8	5	2		19
	%		15,8		05,3	42,1	26,3	10,5		100
	Ветер м/с		02,0		02,3	04,3	02,1	02,2		
В	Кол. наб.				1	2	6	1		10
	%				10,0	20,0	60,0	10,0		100
	Ветер м/с				01,7	05,0	03,1	04,3		
СВ	Кол. наб.				3	4	2			9
	%				33,3	44,4	22,3			100
	Ветер м/с				06,8	05,3	03,0			

Таблица 5 - Повторяемости направления распространения дунайских вод в зависимости от направления ветра за 2006 год

Напр. течения		Направления ветров								Всего
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Ю	Кол. наб.	3	15	8	5	5	1	2	1	40
	%	07,5	37,5	20,0	12,5	12,5	02,5	05,0	02,5	100
	Ветер м/с	02,0	03,6	04,4	03,9	03,4	04,0	05,5	04,0	
ЮВ	Кол. наб.		1	1	3	5	4	1	3	18
	%		05,6	05,6	16,7	27,8	22,0	05,6	16,7	100
	Ветер м/с		02,7	02,7	03,3	02,8	03,2	04,0	04,1	
В	Кол. наб.		1	1	4	9	1	1		17
	%		05,9	05,9	23,5	52,9	05,9	05,9		100
	Ветер м/с		01,3	04,7	03,6	04,3	03,3	04,3		
СВ	Кол. наб.		2	2	2	5	1	1		13
	%		15,4	15,4	15,4	38,4	07,7	07,7		100
	Ветер м/с		05,5	02,9	05,9	05,1	03,7	05,7		

Таблица 6 - Повторяемости направления распространения дунайских вод в зависимости от направления ветра за 2007 год

Напр. течения		Направления ветров							Всего	
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З		СЗ
Ю	Кол.наб	5	9	7	5	6	4		3	39
	%	12,8	23,1	17,9	12,8	15,4	10,3		07,7	100
	Ветер м/с	05,8	4,0	03,7	04,3	03,0	05,3		04,7	
ЮВ	Кол.наб		2	1	1	5	1			10
	%		20,0	10,0	10,0	50,0	10,0			100
	Ветер м/с		1,9	05,0	03,0	04,1	06,3			
В	Кол.наб.	2		1		3	1	3		10
	%	20,0		10,0		30,0	10,0	30,0		100
	Ветер м/с	01,9		01,0		03,2	05,3	4,5		
СВ	Кол.наб.	1		1	10	15	2		1	30
	%	03,3		03,3	33,4	50,0	06,7		03,3	100
	Ветер м/с	02,7		03,7	04,3	05,9	03,5		05,3	

Таблица 7 - Повторяемости направления распространения дунайских вод в зависимости от направления ветра за 2008 год

Напр. течения		Направления ветров							Всего	
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З		СЗ
Ю	Кол. наб.	10	12	10		2	1	1	1	37
	%	27,0	32,4	27,0		05,5	02,7	02,7	02,7	100
	Ветер м/с	03,9	04,1	03,2		03,5	01,7	04,0	07,0	
ЮВ	Кол. наб.	1		1	4	1		1	4	12
	%	08,3		08,3	33,4	08,3		08,3	33,4	100
	Ветер м/с	02,3		02,7	03,7	03,3		06,0	04,9	
В	Кол. наб.		2		2	8	1			13
	%		15,4		15,4	61,5	07,7			100
	Ветер м/с		03,0		05,2	03,7	07,0			
СВ	Кол. наб.			1	2	7	2			12
	%			08,3	16,7	58,3	16,7			100
	Ветер м/с			03,3	03,7	06,4	06,5			

Продолжительные ветры с южной составляющей над западной половиной Черного моря заслуживают особого внимания, так как они нарушают циклоническую циркуляцию как во всем бассейне, так и в его северо-западной части. Их повторяемость и сила определяют степень нарушения традиционного обмена вод между северо-западным шельфом и открытым морем вдоль западного шельфа и склона моря. Особенно велика повторяемость этих ветров в западной половине шельфа в теплое полугодие. Под их воздействием может полностью прекращаться вдольбереговой поверхностный перенос трансформированных речных вод в южном направлении и их отклонение в центральные и северные районы шельфа. Наиболее характерной картиной такого состояния был летний период 2007 года (рис. 3). В июле-августе 2007 года устойчивые

ветры ЮЮВ и ЮЮЗ направлений (по данным наблюдений на метеостанции о. Змеиный) на длительное время практически полностью исключили перенос на юг (особенно заметно южнее мыса Сфынтул-Георге) эвтрофированных речных вод. Основная трансформация шельфовых вод в этот период происходила как внутри шельфа, так и за счет активного вовлечения их и более соленых вод шельфа в вихревые структуры северо-западного участка вдоль склоновой конвергенции.

Об этом свидетельствовали спутниковые данные о распределении хлорофилла-А (рис. 3а) и визуальные спутниковые данные о перераспределении потоков мутных вод в придунайском районе (рис. 3б). При этом площади распространения шельфовых вод в течение всего лета оставались стабильно на невысоком среднем уровне

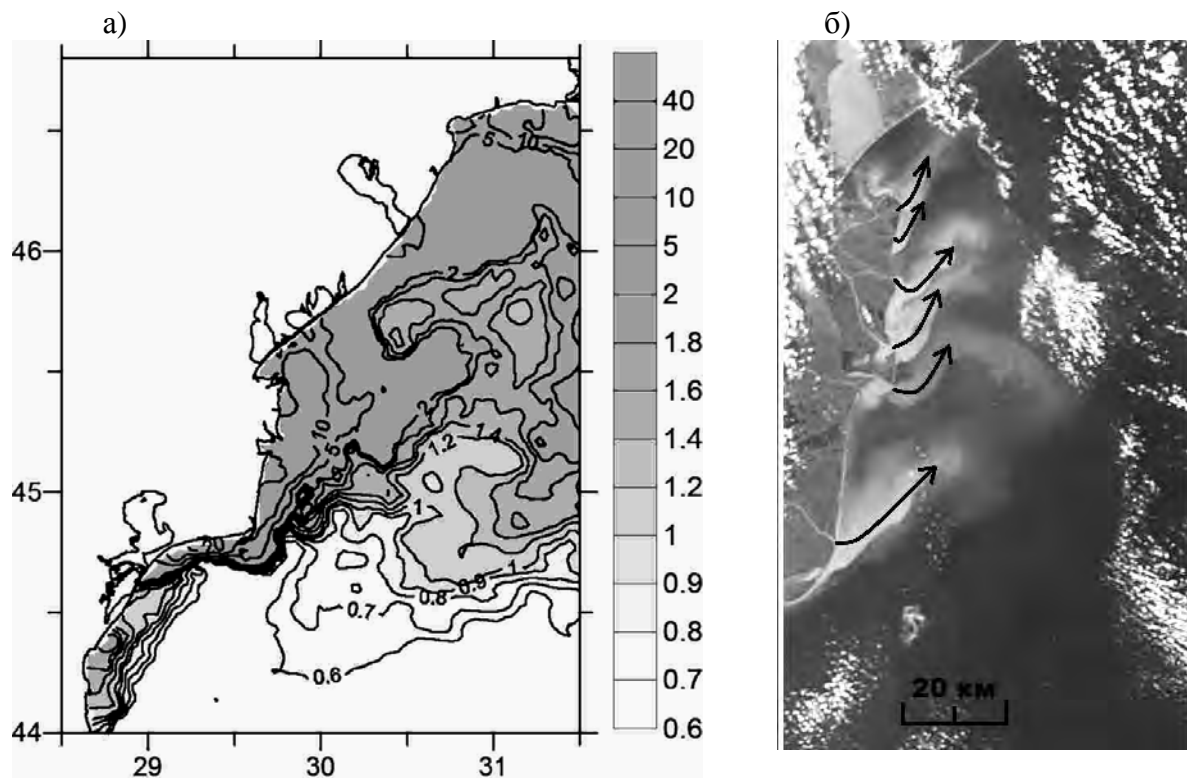


Рис. 3 - Распределение: а) хлорофилла-А ($\text{мг}/\text{м}^3$) по данным MODIS и б) визуальный спутниковый снимок дунайского взморья и окрестностей, июль 2007 года.

Для определения степени влияния южных ветров различной интенсивности на характер переноса речных вод были рассчитаны средние характеристики скорости ветра с южной составляющей при различных направлениях переноса дунайских вод (табл.8). Южные и юго-восточные течения, характерные для плотностной структуры этого района, при южных ветрах наблюдаются только при слабых скоростях ветра (2.6-3.3 м/с). Восточные направления выходных струй воды при южных ветрах характерны для их средних скоростей– 3.3 – 5.3 м/с. Северные течения могут возникать только при ветрах со скоростями - 4.6 – 5.5 м/с и, естественно, при более сильных. Аномальным в этой интерпретации выглядит 2007 год, в котором была высокая повторяемость южных ветров в июле-августе. При этом практически прекратились переносы речных вод в

южных направлениях вдоль побережья, произошло их перераспределение в центральные и северные районы шельфа.

К сожалению, в последнем случае нами не учитывались такие существенные факторы как повторяемость и продолжительность действия ветров. Следует ожидать, что при их учете факт существенного влияния южных ветров, противоположных обычному направлению движения речных вод в западной половине шельфа, на прибрежные переносы вод был бы более очевиден.

Таблица 8 - Среднегодовые скорости ветра с южной составляющей (ЮВ, Ю, ЮЗ) и соответствующие им направления переноса дунайских вод.

Направление течения	2005	2006	2007	2008
Ю	2.9	3.7	4.2	2.6
ЮВ	2.9	3.1	4.5	3.5
В	3.3	3.7	4.3	5.3
СВ	5.3	4.9	4.6	5.5

Выводы.

1. Распространение дунайских вод имеет преимущественно южное направление. В среднем, за период с 2005 по 2010 год, оно составляет 49.5% случаев. Повторяемость юго-восточного, северо-восточного и восточного направлений распространения дунайских вод составляет 19.3%, 16.5% и 14,7% соответственно.

2. Относительно небольшие величины коэффициента корреляции между направлениями распространения дунайских вод и направлениями ветра свидетельствуют о существенном вкладе плотностной циркуляции вод в динамически активном районе придунайского взморья и прилегающих районах моря. Наибольший средний коэффициент корреляции был получен в 2008 году (0.58), наименьший в 2007 году (0.24).

3. Продолжительные ветры с южной составляющей могут быть причиной прекращения вдольберегового поверхностного переноса речных вод в южном направлении и их накопления в центральных и северных районах СЗШ Черного моря. Наиболее характерной картиной такого состояния был летний период 2007 года.

4. Средняя величина расстояния от береговой черты, где прослеживается динамическое напряжение выходных струй, составила 1-3 км.

5. Для южного переноса дунайских вод характерно северо-восточное направление ветра, а минимальные повторяемости южного переноса отмечались при южных и западных ветрах. Юго-восточный, южный и юго-западные ветра являются характерными для юго-восточного, восточного и северо-восточного переносов дунайских вод.

Список литературы

1. *Большаков В.С.* Трансформация речных вод в Черном море. – К.: Наукова думка, 1970. – 328 с.

2. Ильин Ю.П. Гидрологическая структура вод при различных ветровых ситуациях по данным полигонных и спутниковых наблюдений // Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный: современное состояние экосистемы / Под ред. Иванова В.А., Гошовского С.В. - Севастополь: МГИ НАНУ, 1999. – С.134-146.
3. Ильин Ю. П. Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря. // Научные труды УкрНИГМИ. –2006. – Вып.255. – С.242-251.
4. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 192 с.: ил.
5. Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков. – М.:Аспект Пресс, 2004.– 184 с.
6. Кашкин В. Б., Сухинин А. И. Дистанционное зондирование Земли из Космоса. Цифровая обработка изображений: Учебное пособие. – М.: Изд-во Логос, 2001. – 264 с.: ил.
7. Илюшин В. Я. Частное решение уравнения Сен-Веннана для участка потока с нулевым уклоном водной поверхности // Український гідрометеорологічний журнал. -2009. – Вып.5.-С.219-230.

Поширення дунайських вод в західній частині північно-західного шельфу Чорного моря.

Матвєєв А. В., Попов Ю. І.

За результатами супутникових спостережень отримані статистичні характеристики мінливості напрямків поширення дунайських вод в різні сезони року і середньорічні напрями їх розповсюдження за період з 2005 по 2010 рр.. Зроблено спільний аналіз вітрів і поверхневих вод переносів. Отримано оцінки відстаней від гирла, на яких відчувається динамічний вплив струменя вихідного річкового потоку.

Ключові слова: циркуляція вод, дунайське узмор'я, візуальні супутникові дані, північно-західний шельф Чорного моря.

Distribution of the Danube waters in the western part of north-western shelf Black Sea. Matvieiev A. V., Popov Y. I.

According to the results of satellite observations statistical characteristics of the variability for the propagation directions in the Danube water during different seasons and the average direction of their propagation in the period from 2005 to 2010. By a joint analysis of winds and surface water transfers were done. It is obtained estimates of the distance from the mouth, where there is a dynamic effect of the jet outlet of the river flow.

Keywords: water circulation, the Danube shore, visual satellite data, northwestern Black Sea shelf.