



Номер 5

2009

# УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор  
С.М. Степаненко



Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету  
Протокол №8 від 29. 10. 2009 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. Школьний, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; В.М. Бойко, канд. географ. наук, УкрГідрометцентр; Є.Д. Гонченко, д-р 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; З.А. Міщенко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, канд. географ. наук, УкрНДІГМІ; О.Б. Полонський, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечнікова; С.І. Сніжко, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Т.Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. – Одеса: Вид. “ТЕС”, 2009. – №5. – 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.  
Ресстраційне свідоцтво серія КВ №9687 від 21.03.2005

Наклад: 150 екземплярів

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

- Степаненко С.Н., Волошин В.Г.* Эйлерова K-GDM модель расчета концентрации в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах промышленных предприятий.....5
- Тучковенко Ю.С., Аль-Субари Али Ахмед Салех.* Моделирование распространения загрязняющих веществ на акватории озер Ялпуг-Кугурлуй.....15
- Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Свинарченко А.А., Серга Э.Н., Лукаш Т.В.* Обобщенная динамико-стохастическая модель глобального цикла углерода: долгосрочный прогноз адаптации системы «океан-атмосфера» на антропогенное воздействие.....27
- Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Иванова Е.В.* Влияние рельефа земной поверхности на уровень загрязнения атмосферного воздуха выбросами промышленных источников.....32
- Юрасов С.М., Кур'янова С.О., Юрасов М.С.* Комплексна оцінка якості вод за різними методиками та шляхи її вдосконалення.....42

### Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

- Хохлов В.М., Бондаренко В.М., Латин Л.Г.* Просторовий розподіл аномалій опадів в Україні у 2011-2025 роках.....54
- Глушков А.В., Хохлов В.Н., Свинарченко А.А., Серга Э.Н.* Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли... ..63
- Гончарова Л.Д.* Особливості зміни місячної кількості атмосферних опадів на території Одеської області протягом ХХ століття.....77
- Корбан В.Х., Дегтярьова Л.М., Корбан Д.В.* Ідентифікація хмар і опадів за поляризаційними параметрами.....84
- Семергей-Чумаченко А.Б.* Характеристика термобаричної та гідродинамічної структури нижньої тропосфери в період виникнення смерчів над півднем України.....96
- Данова Т.Е., Прокофьев О.М.* Динамика температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды и Антарктического полуострова.....107
- Миценко Н.М.* Просторово-часова структура аномалій поля опадів при блокуванні зонального перенесення.....113

### Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

- Польовий А.М.* Моделювання впливу підвищення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері на фотосинтез зеленого листка.....121
- Божко Л.Ю., Барсукова О.А.* Оцінка агрокліматичних ресурсів України стосовно вирощування капусти білоголової .....128



<i>Ляшенко Г.В.</i> Оптимизация структуры посевов сельскохозяйственных культур в Украине с учетом агроклиматических ресурсов.....	137
<i>Наумов М.М.</i> Ротор биологического временного поля растений и электромагнитная теория Максвелла.....	147
<i>Антоненко В.С.</i> Моделирование влияния агрометеорологических условий на процесс прорастания семян озимой пшеницы.....	158
<i>Костюкевич Т.К.</i> Влияние агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность сахарной свеклы.....	163
<i>Сиряк Н.В.</i> Почвенно - климатические ресурсы возделывания проса в Украине.....	168

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

<i>Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Головатюк Г.С., Бін Салім Фуад Фараг Салем, Овчарук В.А.</i> Аналіз діючої в Україні нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку дощових паводків.....	173
<i>Сербов Н.Г.</i> Многофакторный системный и мультифрактальный подход к моделированию среднемесячных расходов воды на примере р.Дунай.....	179
<i>Лобода Н.С., Мельник С.В.</i> Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии.....	184
<i>Шахман І.О., Лобода Н.С.</i> Застосування імітаційної стохастичної моделі річного побутового стоку до оцінки стану водних ресурсів Нижнього Подніпров'я в умовах водогосподарської діяльності .....	192
<i>Ладжель Махмуд, Гопченко Є.Д., Овчарук В.А.</i> Проектирование гидрографов дождевых паводков на уздах Алжира.....	198
<i>Сербов Н.Г., Кирияк С.Г.</i> Применение совместного анализа для уточнения статистических оценок временных рядов весеннего половодья (на примере левобережных притоков Днепра).....	205
<i>Лобода Н.С., Пономаренко А.М.</i> Фрактальність річкових систем Південний Буг і Дністер.....	211

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

<i>Илюшин В.Я.</i> Частное решение уравнения Сен-Веннана для участка потока с нулевым уклоном водной поверхности.....	219
<i>Полонский А.Б., Голубович В.В.</i> Характеристики продолжительного апвеллинга и его долгопериодных изменений в Одессе.....	231
<i>Коморин В.Н., Мацокин Л.В., Кочеткова А.В.</i> Метод усвоения архивной информации в моделях динамики моря.....	237
<i>Данова Т.Е., Галат Е.В.</i> Динамика концентрации морского льда Северного полушария за период 1870-2007 гг.....	243

УДК 574, ББК 26.23, А 51

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

Одесский государственный экологический университет

## ЭЙЛЕРОВА K-GDM МОДЕЛЬ РАСЧЕТА КОНЦЕНТРАЦИИ В АТМОСФЕРНОМ ВОЗДУХЕ ВРЕДНЫХ ВЕЩЕСТВ, СОДЕРЖАЩИХСЯ В ВЫБРОСАХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ

*На основе решения нестационарного уравнения турбулентной диффузии с заданными величинами составляющих скорости ветра  $u$ ,  $v$ ,  $w$  и коэффициента турбулентной диффузии  $k_x$ ,  $k_y$  и  $k_z$ , получена новая формула для расчета полей концентраций загрязнений воздуха, создаваемых точечными или иными промышленными источниками. Формула учитывает взаимодействие процессов рассеяния и переноса примеси в направлении осей декартовой системы координат. Расчетные формулы позволяют получать поля концентраций над поверхностями любой сложности, при любых метеорологических условиях и скоростях ветра, в том числе и при штиле.*

**Ключевые слова:** качество атмосферного воздуха, уравнение турбулентной диффузии, точечный источник, загрязнение атмосферы.

**Введение.** Методы математического моделирования позволяют объединить причину и следствие загрязнения атмосферы – давление на среду, т.е. эмиссию загрязняющих веществ в атмосферу и ее состояние, т.е. уровень загрязнения атмосферного воздуха. В этом качестве моделирование загрязнения атмосферы играет роль обратной связи между мониторингом качества атмосферного воздуха и инвентаризацией источников выброса и является единственным инструментом, позволяющим контролировать эффективность проектов, направленных на снижение объема выбросов. Сочетание измерения и моделирования часто оказывается наиболее эффективным методом исследования загрязнения окружающей среды.

В настоящее время существует много моделей позволяющих рассчитывать приземные концентрации загрязнений воздуха в районах действия промышленных источников. Всего насчитывается около 120 моделей различного уровня сложности и назначения, из них можно выделить следующие: ISC (США), ADMS (Англия), AERMOD (Канада, США), MARS (Греция), DISPERSION21 (Швеция), EURAD (Германия), MERCURE (Франция), MILORD (Италия), SLP-2D (Испания), OPS (Нидерланды) и др. Некоторые из них являются законодательно закрепленными как регулирующие (нормативные), другие носят научно-исследовательский характер.

В тоже время, несмотря на обширность проведенных исследований до настоящего времени нет единой методики (модели), позволяющей проводить единообразные расчеты приземных концентраций вредных веществ. Это связано в первую очередь с отсутствием единого научно-методического центра, в работе которого принимали бы участие специалисты многих стран, разрабатывающие основные принципы и алгоритмы прикладных моделей загрязнения атмосферы. Поэтому, для Украины, адаптирующей свою нормативную базу, в том числе и в области мониторинга качества атмосферного воздуха, к требованиям ЕС, важной задачей является выбор математической модели загрязнения атмосферного воздуха.

**Последние исследования и публикации.** С одной стороны, существующие модели загрязнения атмосферного воздуха могут быть классифицированы по пространственным и временным масштабам их применения, а именно:

1) *Локальные модели.* Временной масштаб описываемых процессов рассеивания составляет от нескольких минут до несколько часов. Пространственный процесс – от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров. Структура воздушного потока в основном зависит от характеристик подстилающей поверхности, например, от ее шероховатости и неоднородностей энергетического баланса “атмосфера-поверхность”;



2) *Региональные модели.* Временной масштаб составляет от нескольких часов до нескольких дней. Пространственный масштаб – от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Структура переноса примеси отчасти определяется синоптическими процессами и отчасти – гидродинамическими эффектами в пограничном слое;

3) *Глобальные (трансграничные) модели.* Временной масштаб более недели. Пространственный масштаб – от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Структура атмосферных движений, определяющих перенос примеси, формируется крупномасштабными атмосферными процессами.

С другой стороны, исходя из методом математического описания процесса рассеивания примеси, можно выделить три класса моделей загрязнения атмосферного воздуха: гауссовы, эйлеровы и лагранжевы. Расчетные уравнения этих моделей получены с помощью различных схем решения уравнения турбулентной диффузии.

Вычислительные алгоритмы, применяемые для оценки количественных характеристик концентраций в локальных и глобальных моделях переноса, естественно различны.

Основное предназначение локальных моделей состоит в оценке уровней загрязнения воздуха в районах действия одиночных (или суммы) промышленных источников. Каждый источник имеет свои локальные координаты, жестко привязанные к географической системе координат контролируемого промышленного района. Количественные характеристики загрязнения воздуха, при этом должны определяться практически в любой точке контролируемого района, в том числе, например, и вблизи расположения источника. Поэтому, применение, в локальных моделях, нелинейных разностных схем решения уравнения турбулентной диффузии, практически невозможно.

В локальных моделях в качестве расчетных формул используют только аналитические уравнения, которые обязательно содержат координаты расположения рецептора и координаты источника. Распределение концентрации вредных веществ представляется в виде непрерывного вероятностного пространства, мерой которого является числовая скалярная функция, аргументами которой служат элементы поля событий, т.е. числовые характеристики загрязнения воздуха.

Простейшей моделью для расчета приземных концентраций примесей, создаваемых промышленными источниками, является *статистическая гауссова модель* [10]. Именно модели такого типа, наиболее часто применяются в большинстве стран, в т.ч. Европейского Союза, на государственном уровне в нормативных документах для практического регулирования качества воздуха. В основе этой модели лежат представления, что примесь, выбрасываемая непрерывным точечным источником, образует факел, в котором наблюдается симметричное относительно оси факела (нормальное) распределение концентрации частиц примеси.

Основное уравнение статистической гауссовой модели (GDM, Gaussians Diffusion Models) составлено из двух функций плотности вероятностей нормального закона распределения и имеет вид

$$q(x, y, z) = \frac{Q f_F f_W}{2\pi\sigma_y(x)\sigma_z(x)\bar{U}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2(x)}\right) \left[ \exp\left(-\frac{(z-h)^2}{2\sigma_z^2(x)}\right) + \exp\left(-\frac{(z+h)^2}{2\sigma_z^2(x)}\right) \right], \quad (1)$$

где  $Q$  – мощность источника выброса;  $q$  – концентрация примеси в данной точке пространства;  $\sigma_y(x), \sigma_z(x)$  – масштабы диффузии в направлениях соответствующих осей, которые зависят от метеорологических условий и расстояния, пройденного частицей примеси от источника до точки с координатой  $x$ , при этом направление оси  $Ox$  совпадает с направлением вектора ветра;  $\bar{U}$  – средняя скорость ветра на уровне измерения в пределах приземного слоя;  $z_r$  – высота точки расположения рецептора;  $h$  – эффективная высота источника;  $f_F$  и  $f_W$  – поправка на обеднение облака примеси за счет сухого осаждения примеси и вымывания осадками.

Из приведенного выражения (1) следует, что значение приземной концентрации прямо пропорционально мощности выброса и обратно пропорционально скорости ветра. Зависимость концентрации примесей от интенсивности вертикального и горизонтального турбулентного рассеяния более сложная, она определяется т.н. масштабами  $\sigma_y(x)$  и  $\sigma_z(x)$ . Зависимость этих турбулентных параметров, являющиеся по сути характеристиками дисперсии примеси, от метеорологических условий определена по многочисленным экспериментальным данным и модельным расчетам.

В моделях гауссова типа информация о скорости ветра, как правило, выбирается из данных ближайшей метеостанции и предполагается, что эта скорость ветра сохраняется в интервале времени, достаточном для переноса примеси до расстояний 20-30 км. Эти расстояния практически являются граничными для статистических моделей факела. Траектория переноса совпадает с направлением вектора ветра, и не изменяются за период распространения до максимальных расстояний.

Выбранные величины расстояний, на которых применимы данные модели, можно пояснить следующим образом. Неизменность метеорологических условий может сохраняться во временном интервале примерно 2-3 час, если, конечно, перенос происходит над равнинной местностью. Тогда, за выбранный временной интервал при скоростях ветра 2-3 м/с частицы примеси пройдут расстояние в 20-30 км.

Статистическая гауссова модель факела может использоваться, если указанные масштабы достаточны для оценки уровня загрязненности воздуха, например, в районах жилой застройки или санитарно-защитной зоны предприятия.

Реализация гауссовых моделей на ЭВМ достаточно проста и время расчетов пренебрежимо мало по сравнению с вводом и выводом информации. В настоящее время продолжают совершенствования моделей этого типа. Создано новое поколение гауссовых моделей, например, AERMOD [9], в которых учитывается изменение направления ветра, более детально моделируется взаимодействие со слоем температурной инверсии, уточнены коэффициенты вертикального и горизонтального рассеяния и пр. Модели дополнены метеорологическими предпроцессорами, которые вычисляют параметры атмосферного пограничного слоя, необходимые при расчетах концентраций загрязнений воздуха.

**Нерешенные проблемы.** Тем не менее, отметим некоторые недостатки локальных гауссовых моделей загрязнения атмосферы:

1) В моделях предполагается, что вертикальное и горизонтальное турбулентное рассеяние происходит независимо друг от друга. Только это условие позволят объединить две функции плотности вероятностей нормального закона распределения;

2) Координата  $x$  расчетной точки не входит в формулу (1), являясь только аргументом масштабов диффузии  $\sigma_i(x)$ ;

3) Не используются составляющие вектора скорости ветра  $u, v$  и  $w$ , что ведет к линейной траектории переноса примеси;

4) В модели фигурируют дисперсии, характеризующие рассеяния облака примеси по мере удаления от источника. Во многих эмпирических зависимостях  $\sigma_i(x)$  ошибочно считается, что дисперсии зависят только от удаления расчетной точки вдоль координатной оси. На самом деле дисперсии зависят от времени, в течение которого облако примеси достигает точки рецептора. Подобная ошибка приводит к нарушению закона сохранения массы диффундирующей примеси.

5) Согласно с формулой (1) в начальный момент времени в точке расположения источника концентрация равна бесконечности, что нарушает условие материального баланса и искажает поле концентраций;

6) Формула (1) не допускает расчетов концентраций при слабых скоростях ветра (менее 1 м/с) и тем более при штиле, что резко снижает ценность этих моделей и ограничивает применение метода при часто встречающихся метеорологических условиях.

**Постановка задачи.** Учитывая вышеизложенное, сформулируем основные требования к новому поколению эйлеровых моделей ( $K$ -GDM модели), которые могли бы заменить

статистические гауссовы модели, дальнейшее теоретическое совершенство которых ограничено самим математическим принципом построения гауссовых моделей.

Такие требования были ранее сформулированы авторами в работах [3, 4, 5] и с некоторыми дополнениями их можно сформулировать следующим образом:

а) Модель должна обеспечивать построение трехмерных полей концентраций в 50-км зоне от точечных и иных постоянно действующих источников, при любых метеорологических условиях над поверхностями любой сложности;

б) В качестве диффузионных параметров модель должна использовать только составляющие коэффициента турбулентной диффузии (коэффициента турбулентной вязкости)  $k_x$ ,  $k_y$  и  $k_z$ , т.к. эти характеристики являются выходной продукцией современных моделей атмосферного пограничного слоя и рассчитываются достаточно точно;

в) Модель должна содержать трехмерные координаты источника  $x_s, y_s, z_s$ , рецептора  $x_r, y_r, z_r$ , составляющие вектора скорости ветра  $u, v$  и  $w$ , показателя взаимодействия примеси с поверхностью  $v_s$  и гравитационную скорость оседания примеси  $w_g$ ;

г) Модель должна позволять рассчитывать поля концентраций примесей в районах действия источников при слабых скоростях ветра, в том числе и при штиле;

е) Диффузионное уравнение модели в силу своей фундаментальности должна легко трансформироваться в иные формы уравнений, которые используют экспериментальные данные о масштабах турбулентной диффузии в вертикально неоднородном приземном и пограничном слое атмосферы;

ж) Модель должна выполнять все функции прикладных нормативно-регулирующих моделей.

**Цель работы** – оценка возможности использования расчетных формул эйлеровой модели, опубликованной в работе [3], в современных нормативных методах расчета концентрации в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах промышленных предприятий.

**Объект исследования** – уравнения эйлеровой модели загрязнения атмосферы.

Модель построена на решении полуэмпирического нестационарного уравнения турбулентной диффузии (УТД). Подробное решение приведено в работе авторов [3]. В предлагаемой статье рассматриваются только вычислительные возможности новой модели. Уравнение турбулентной диффузии решалось с постоянными значениями составляющих скорости ветра  $u, v, w$  и коэффициента диффузии  $k_x, k_y, k_z$  которые могут быть получены в любой точке расчетной области из выходной продукции модели атмосферного пограничного слоя

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = k_x \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - Q \cdot \delta(x) \delta(y) \delta(z-h), \quad (2)$$

при  $x, y \in (-\infty; \infty)$ ,  $z \in (z_0; \infty)$

Взаимодействие примеси с нижней границей задано следующим образом

$$k_z \frac{\partial q}{\partial z} + w_g \cdot q = v_s \cdot q, \quad \text{при } z = z_0,$$

$$\lim_{x, y \rightarrow \pm\infty} q(t, x, y, z) = 0.$$

Положение нижней границы совпадает с высотой слоя шероховатости  $z_0$ . По достижению нижней границы оседающая или невесомая примесь взаимодействует с ней и поток примеси либо отражается, либо поглощается.

Положение верхней границы соответствует, как правило, высоте слоя перемешивания, но взаимодействие примеси с верхней границей оказывает слабое влияние на распределение концентрации примеси у подстилающей поверхности, так как, лишь малая часть оседающей примеси достигает верхней границы, а легкой примеси рассеивается или поглощается в верхней части пограничного слоя.



Для верхней границы задано условие  $\lim_{z \rightarrow \infty} q(t, x, y, z) = 0$ , что упрощает решение задачи. Вклад неучтенной части примеси отраженной от верхней границы компенсируется фоновой концентрацией постоянно присутствующей в атмосфере.

Решение (2) для мгновенного точечного источника в полупространстве  $z_0 \leq z < \infty$  имеет вид

$$q_{is}(t, x, y, z) = e^{-\frac{(x-ut)^2}{4k_x t} - \frac{(y-vt)^2}{4k_y t}} \left( e^{-\frac{(z-h-wt)^2}{4k_z t}} + e^{-\frac{w(h-z_0)}{k_z} - \frac{(z+h-2z_0-wt)^2}{4k_z t}} \right) + e^{-\frac{(x-ut)^2}{4k_x t} - \frac{(y-vt)^2}{4k_y t}} \frac{w_g + 2v_s}{k_z} \int_0^{\infty} e^{-\frac{w(h-z_0)}{k_z} - \frac{(z+h-2z_0-wt+\xi)^2}{4k_z t} + \frac{v_s \xi}{k_z}} d\xi \quad (3)$$

где  $h$  – высота источника находящегося в точке  $(0,0,h)$  с производительностью равной единице.

Для постоянно действующего точечного источника, производительность которого задана функцией  $Q(t)$ , а начальные условия записываются в виде  $uq = Q(t)\delta(x)\delta(y)\delta(z-h)$ , фундаментальным решением (2) будет

$$q_1(t, x, y, z) = \int_0^t e^{-\frac{(x-u(t-\tau))^2}{4k_x(t-\tau)} - \frac{(y-v(t-\tau))^2}{4k_y(t-\tau)}} \left( e^{-\frac{(z-h-w(t-\tau))^2}{4k_z(t-\tau)}} + e^{-\frac{w(h-z_0)}{k_z} - \frac{(z+h-2z_0-w(t-\tau))^2}{4k_z(t-\tau)}} \right) Q(\tau) d\tau + \frac{w_g + 2v_s}{k_z} \int_0^t e^{-\frac{(x-u(t-\tau))^2}{4k_x(t-\tau)} - \frac{(y-v(t-\tau))^2}{4k_y(t-\tau)}} \int_0^{\infty} e^{-\frac{w(h-z_0)}{k_z} - \frac{(z+h-2z_0-w(t-\tau)+\xi)^2}{4k_z(t-\tau)} + \frac{v_s \xi}{k_z}} d\xi Q(\tau) d\tau \quad (4)$$

При условии, что существует предел функции  $Q(t)$ , стационарной режим и функция  $q_{CS}(x, y, z)$  определяются в виде

$$q_{CS}(x, y, z) = \lim_{t \rightarrow \infty} q_1(t, x, y, z) = \frac{Qe^{\frac{ux}{2k_x} + \frac{vy}{2k_y} + \frac{w(z-h)}{2k_z}}}{4\pi\sqrt{k_x k_y k_z}} \times \left( e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z-h)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}} + e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}} \right) \times \left( \frac{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z-h)^2}{k_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}}} + \frac{w_g + 2v_s}{k_z} \int_0^{\infty} e^{-\frac{w(h-z_0)}{k_z} - \frac{1}{2}\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0-\xi)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}} d\xi \right) \quad (5)$$

Третий член формулы (5) учитывает изменение приземной концентрации для оседающей тяжелой примеси  $w_g$  и частичное ее поглощение  $v_s$  поверхностью. Асимптотические оценки для интегрального члена формулы (5) различны в зависимости от предельных значений коэффициента поглощения. Если  $v_s \rightarrow 0$  более точной является оценка, имеющая вид

$$\int_0^{\infty} e^{-\frac{w_g+2v_s}{2k_z} \xi} \frac{1}{2} \frac{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0+\xi)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k} + \frac{w^2}{k_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0+\xi)^2}{k_z}}} d\xi > \frac{2K_z e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{k} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k} + \frac{w^2}{k_z}}}}{(z+h-2z_0) \sqrt{\frac{u^2}{k} + \frac{w^2}{k_z}} - 2v_s \sqrt{\frac{x^2}{k} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}}}, \quad (6)$$

что позволяет заменить в формуле (5) соответствующий интегральный член и переписать его в виде

$$q_2(x, y, z) = \frac{Q e^{\frac{ux}{2k_x} + \frac{vy}{2k_y} + \frac{w(z-h)}{2k_z}}}{4\pi k_s \sqrt{k_z}} \times \left[ e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z-h)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}} + e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}} \right] \times \left[ \frac{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z-h)^2}{k_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}}} - \frac{2(w_g + 2v_s) e^{-\frac{1}{2} \sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}} \cdot \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}}}}{(z+h-2z_0) \sqrt{\frac{u^2}{k_x} + \frac{v^2}{k_y} + \frac{w^2}{k_z}} - 2v_s \sqrt{\frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} + \frac{(z+h-2z_0)^2}{k_z}}} \right]. \quad (7)$$

Расчетное уравнение (7) для новой эйлеровой модели получено впервые и названо в [3] “уравнением или формулой SVT”.

Уравнение SVT допускает соответствующие приближения. При очевидном равенстве горизонтальных составляющих коэффициента турбулентности  $k_x = k_y = K_y$  и определении коэффициентов диффузии  $k_z, k_y$  по соотношениям  $K_{y,z} = 0,5 u \sigma_{y,z}^2 x^{-1}$  в работе [3] уравнение (7) приведено к виду уравнения гауссовой модели.

**Результаты исследования и их анализ.** Сопоставление величин концентраций, рассчитанных по модели ISC(SCREEN) [9,10] и уравнению SVT, выполнено в работе [5]. Для согласования диффузионных параметров входящих в формулы (1) и (7), коэффициенты  $k_z, k_y$  в формуле (7) заменялись масштабами диффузии  $\sigma_y$  и  $\sigma_z$ , которые определялись из работы [10].

Расчеты выполнены для трех классов устойчивости: неустойчивой, безразличной и устойчивой стратификации (класс А, D и F соответственно, по классификации Паскуилла-Тернера). Найдено практически полное совпадение расчетных значений по SVT и GDM, что свидетельствует о том, что модель гауссова типа является частным случаем модели SVT.

Сделан вывод, что формула SVT может с успехом использоваться в современных гауссовых моделях, не изменяя при этом достигнутой точности расчета. Более того, можно полностью заменить гауссову формулу (1) на формулу SVT (7), что позволит расширить



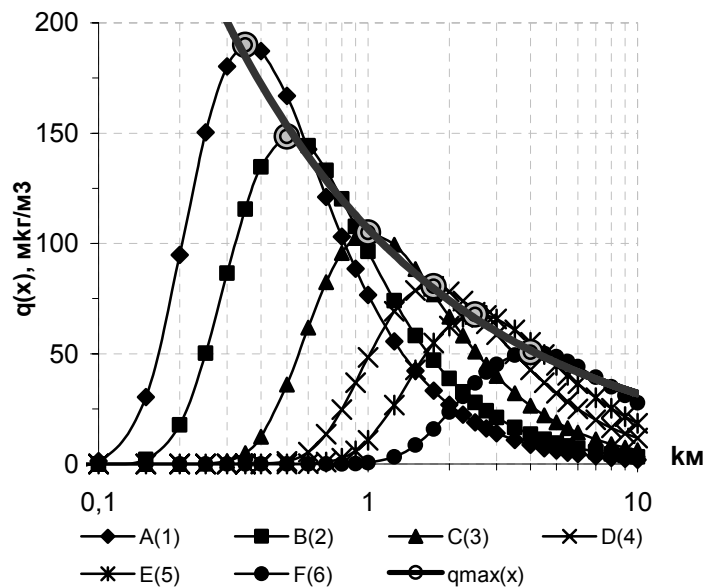
функциональные возможности модели и выйти на новый уровень оценки качества атмосферного воздуха.

В качестве диффузионных параметров в формуле SVT используются только составляющие коэффициента турбулентности  $k_x, k_y$  и  $k_z$ , так как пространственно-временные характеристики турбулентного режима в пограничном слое всегда могут быть найдены с помощью мезомасштабных метеорологических моделей.

Для оценки коэффициента турбулентности  $k_z$  нами введена функция, зависящая от скорости ветра, параметра устойчивости, безразмерного сдвига ветра, шероховатости поверхности и расстояния пройденного частицей от источника до точки рецептора. Функция  $k_z = \varphi(x, U, \varphi_u, \zeta, z_0)$  имеет вид:

$$k_z = U_z \frac{\kappa^2 \cdot h_{SBL}}{\ln(z_r / z_0) \cdot \varphi_u} \cdot \left( \frac{x}{x_1} \right)^b ; k_y = k_z \cdot P^{-1}, \quad (8)$$

где  $U_z$  – скорость ветра измеренная на высоте  $z_r$  в пределах приземного слоя,  $z_0$  – шероховатость поверхности,  $\kappa$  – постоянная Кармана,  $h_{SBL}$  – высота приземного слоя атмосферы, как функция параметра устойчивости Монины-Обухова ( $z/L$ ),  $x$  – расстояние, пройденное частицей от источника до точки рецептора ( $x = \bar{U}_z \cdot t_{dif}$ ),  $x_1$  – стандартное расстояние равное 1км,  $b$  –показатель степенной функции  $k_z \sim \varphi(x)$  [5];  $P=(k_z / k_y)$  – показатель анизотропии турбулентности [5].



A(1) – сильная неустойчивость, B(2) – умеренная неустойчивость, C(3) – слабая неустойчивость, D(4) – нейтральное состояние, E(5)– слабая устойчивость, F(6)– умеренная и сильная устойчивость,  $q_{max}(x)$  – тренд,  $OX$ – ось расстояний имеет логарифмический масштаб.

Рис. 1 – Распределение вдоль оси  $OX$  приземных концентраций  $q(x)$  для различных классов устойчивости атмосферы.

Для проверки формулы SVT, с учетом выбранного приближения для  $k_y$  и  $k_z$ , взят промышленный точечный источник, из методики ОНД86 [8]. Характеристики источника следующие: геометрическая высота 35м, диаметр устья трубы 1,4м, скорость выхода газов

7 м/с, температура газов 125 °С, температура окружающего воздуха 25 °С. Эффективная высота источника определялась по формулам из модели ISC [9,10].

Класс устойчивости атмосферы определялся по классификации GS (Gradations of Stability of Atmosphere) [6,7], специально разработанной для применений в моделях загрязнения атмосферы. Классификация GS предназначена для нахождения турбулентного потока импульса и тепла, а затем и аналога параметра устойчивости Монина-Обухова –  $z/L = \zeta \equiv GS$ . Далее по соответствию между параметром устойчивости и типом стратификации, находится класс устойчивости от нулевого и первого класса (очень сильная и сильная неустойчивость, класс А по ПТ) до седьмого класса (сильная устойчивость, класс F по ПТ). Нейтральная стратификация, как и в предыдущих классификациях, относится к четвертому классу (класс D по ПТ).

Распределение приземных концентраций  $q(x, z=2\text{м})$  по формуле (7) с учетом (8) приведено на рис. 1.

Из рис. 1 следует, что существует практически функциональная зависимость (большие круглые маркеры), максимальных концентраций  $y = q(\text{max})$  и расстояний  $x = x(q \text{ max})$  для различных классов устойчивости от их положения относительно источника. Эта зависимость представлена степенной функцией вида

$$q_{\text{max}} = 106,7 \cdot x^{-0,524} \cong \frac{107}{\sqrt{x}}, \quad (9)$$

которая согласуется с теоретическими выводами об уменьшении  $q(x)$  пропорционально расстоянию с показателем  $x^{-0.5}$ .

Для сравнения различных моделей загрязнения атмосферы предлагается ввести два безразмерных числовых параметра SV

$$SV_h = \frac{u_d \cdot q_{\text{max}} x_{\text{max}} h_{\text{ef}}}{Q}, \quad (10)$$

$$SV_x = \frac{u_d \cdot q_{\text{max}} x_{\text{max}}^2}{Q}, \quad (11)$$

где  $q_{\text{max}}$  – максимальная приземная концентрация примеси;  $x_{\text{max}}$  – расстояние, где наблюдается максимальная приземная концентрация  $q_{\text{max}}$ ;  $u_d$  – скорость ветра, при которой достигается значение  $q_{\text{max}}$  на расстоянии  $x_{\text{max}}$ , так называемая “опасная скорость ветра”;  $h_{\text{ef}}$  – расчетная эффективная высота источника;  $Q$  – производительность (эмиссия) источника.

Безразмерные числа (10) и (11) объединяют основные расчетные показатели любой модели загрязнения атмосферы, а именно: максимальную концентрацию, которая имеет место при опасной скорости ветра и заданном классе устойчивости, расстояние, отсчитываемое от источника, на котором достигается наивысший уровень загрязнения воздуха и эффективную высоту источника, которая зависит от скорости ветра и технических характеристик источника.

Поэтому они могут служить неким критерием сравнения моделей загрязнения атмосферы. Понятие “опасная скорость ветра” было введено Берляндом М.Е. в работе [1] и используется в известной нормативной методике расчета загрязнения атмосферы ОНД-86 [8]. Для определения  $u_d$  вводятся параметры

$$v_m = 0.65 \sqrt[3]{\frac{v_1 \Delta T}{h}}, \quad f = 10^3 \frac{w_0^3 d}{h^2 \Delta T},$$

где  $v_1$  – объем выброса газовой смеси,  $d$  – диаметр устья источника,  $h$  – геометрическая высота источника,  $w_0, \Delta T$  – скорость и перегрев выходящих газов.

Для достаточно мощных источников нагретых выбросов, значения  $v_m$  изменяются в пределах 2-7 м/с, а величина  $f$  составляет 0,5–2 м/(с<sup>2</sup> К). Для слабо нагретых выбросов или



источников малой мощности значения  $v_m$  лежат в пределах 0,5-1 м<sup>2</sup>/с, а  $f$  может превышать 10м/(с<sup>2</sup> К). Как правило, большим  $f$ , соответствуют малые  $v_m$ , а малым  $f$  большие  $v_m$ .

Связь между опасной скоростью ветра  $u_d$  и параметрами  $v_m$  и  $f$  согласно [1, 8] следующая

$$u_d = v_m, \text{ если } v_m < 2 \text{ м/с,}$$

$$u_d = v_m(1 + 0,12\sqrt{f}), \text{ если } v_m > 2 \text{ м/с.}$$

Поиск величины опасной скоростью ветра  $u_d$  в SVT, как впрочем, и в GDM, построен на процедуре итерации уравнения (7) по скорости ветра при коэффициентах диффузии, соответствующих заданному состоянию атмосферы. Условием, когда  $u_z = u_{\max} = u_d$ , является смена знака производной  $dq_{\max} / du_z$ . Расчеты безразмерных параметров  $SV_{h,x}$  можно выполнить для любого типа источника.

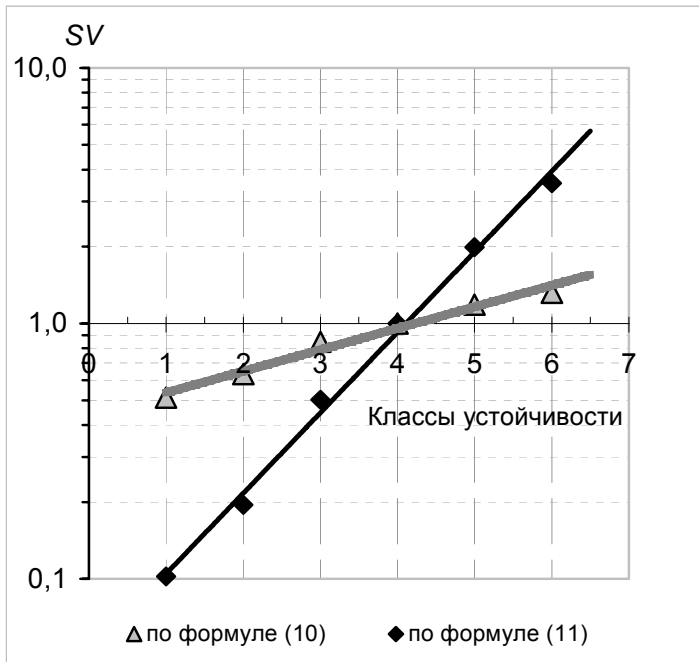


Рис. 2 – Безразмерные числа SV для различных классов устойчивости

На рис.2 показаны зависимости параметров  $SV_{h,x}$  от состояний устойчивости атмосферы, рассчитанные по характеристикам промышленного источника по методике ОНД86 [8]. Числовая ось Y представлена в логарифмическом масштабе, ось X (ось категорий) показывает классы устойчивости.

Зависимости параметров (10) и (11) от класса устойчивости хорошо аппроксимируются экспоненциальными функциями

$$SV_h = 0,44 \cdot \exp[0,193 \cdot (z/L)], \quad SV_x = 0,051 \cdot \exp[0,726(z/L)].$$

Таким образом, распределение  $q(x)$ , как функция расстояния от источника, по SVT отличается от аналогичных распределений по GDM. Максимумы концентраций  $q_{\max}$  и расстояний  $x_{\max}$ , различны для всех классов устойчивости. Модель GDM занижает уровень приземных концентраций  $q_{\max}$  для неустойчивых состояний и завышает расстояния  $x_{\max}$ , при сильной устойчивости (класс F).

**Выводы.**

1. В формуле SVT вместо масштабов диффузии  $\sigma_y(x)$ ,  $\sigma_z(x)$  используются коэффициенты

турбулентной вязкости  $k_y, k_z$ , являющиеся выходной продукцией мезомасштабных атмосферных моделей. Следовательно, эта формула может с успехом использоваться при оперативном мониторинге состояния атмосферного воздуха.

2. Виявлена практично функціональна залежність максимальних концентрацій  $q(\max)$  і відстаней  $x(q \max)$  для різних класів стійкості від їх положення відносно джерела.
3. Числовий безрозмірний параметр SV дозволяють узгодити між собою всі основні розрахункові показники моделей, і, очевидно, може служити критерієм, порівняння різних моделей, використовуваних в нормативних (або інших) розрахунках забруднення повітря.
4. Обчислювальні алгоритми моделі SVT легко реалізуються в тривимірній області в прямокутній (або іншій) системі координат при будь-яких просторових розрешеннях.

### Список литературы

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.-Л.: Гидрометеиздат, 1975, 439 с.
2. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси.- Л.: Гидрометеиздат, 1991, 270 с.
3. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Тупцов С.В. Решение уравнения турбулентной диффузии для стационарного точечного источника //Украинский гидрометеорологический журнал, 2008, № 3, с. 13-25.
4. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Анализ функции плотности распределения концентрации в гауссовых моделях рассеяния примеси в атмосфере //Украинский гидрометеорологический журнал, 2008, № 3, с.5-15.
5. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Тупцов С.В. Новая формула оценки уровня приземных концентраций вредных примесей от промышленных источников //Украинский гидрометеорологический журнал, 2009, № 4, с. 13-25.
6. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н., Попович П.П. Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха. //Метеорология, климатология и гидрология, 2005, вып.49, стр.27-39.
7. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.И. Оценка параметра мезосхоховатости подстилающей поверхности в различных районах Украины. //Метеорология, климатология и гидрология, 2005, вып.49. с. 40-49.
8. ОНД-86. Методика расчета концентрации в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. – Л.: Гидрометеиздат, 1987.
9. AERMIC, 1995, Formulation of the AERMIC MODEL (AERMOD) (Draft), Regulatory Docket AQM-95-01, AMS/EPA Regulatory Model Improvement Committee (AERMIC).
10. U.S. EPA, 1995b: User's guide for the industrial source complex (ISC3) dispersion models, Volume II – description of model algorithms. U.S. EPA, Research Triangle Park, N.C.

**Ейлерова К-GDM модель розрахунку концентрацій в атмосферному повітрі шкідливих речовин, які містяться у викидах промислових підприємств. С.М. Степаненко, В.Г.Волошин.**

*На основі рішення нестационарного рівняння турбулентної дифузії з заданими величинами складових швидкості вітру  $u$ ,  $v$ ,  $w$  і коефіцієнта турбулентної дифузії  $k_x$ ,  $k_y$  і  $k_z$ , отримана нова формула для розрахунку полів концентрацій забруднень повітря, які створюються точковими або іншими промисловими джерелами. Формула враховує взаємодію процесів розсіяння домішок у напрямі осей системи координат. Розрахункові формули дозволяють отримувати поля концентрацій над поверхнями будь-якої складності, за будь-яких метеорологічних умов і швидкостей вітру, у тому числі і при штилі без використання масштабів дифузії, які необхідні в гауссових моделях дифузії.*

**Ключові слова:** *якість атмосферного повітря, рівняння турбулентної дифузії, розсіяння, точкове джерело, забруднення атмосфери*

**A K-GDM model of calculation of concentration is in atmospheric air of harmful matters which are contained in the troop landings of industrial enterprises. S.N. Stepanenko, V.G. Voloshin.**

*On the basis of decision of nonstationary equalization of turbulent diffusion with the set sizes of constituents of speed of wind of  $u$ ,  $v$ ,  $w$  and coefficient of turbulent diffusion of  $k_x$ ,  $k_y$  and  $k_z$ , new formula is got for the calculation of the fields of concentrations of contaminations of air. A formula takes into account interposes of dispersion of admixtures communication in the direction of axes of the system of co-ordinates. The formulas of calculations allow to calculate the fields of concentrations above the surfaces of any complication, at any meteorological terms and speeds of wind, including at a calm without the use of Gaussians scales of diffusion.*

**Keywords:** *quality of atmospheric air, equations of turbulent diffusion, dispersions pollutions, point source, contamination of atmosphere*



**МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ  
НА АКВАТОРИИ ОЗЕР ЯЛПУГ-КУГУРЛУЙ**

*Приведены результаты численного математического моделирования распространения загрязняющих веществ на акватории придунайских озер Ялпуг-Кугурлуй. В качестве источников загрязнения рассматриваются дунайские воды, поступающие в водоем через соединительные каналы, и сток р.Ялпуг.*

**Ключевые слова:** загрязнение, Придунайские озера, моделирование

Система двух взаимосвязанных озер Ялпуг-Кугурлуй образует самый крупный водоем Придунайской озерной системы. При этом озеро Ялпуг является самым глубоким водоемом этой группы, а озеро Кугурлуй фактически представляет собой южную мелководную часть озера Ялпуг, связанную с ним относительно широкой протокой (рис. 1). Озеро Кугурлуй связано с р.Дунай системой соединительных каналов (Скунда, 105 км, Репинда), через которые осуществляется наполнение озер дунайской водой в период паводков. В северную часть озера Ялпуг впадает малая река с аналогичным названием.

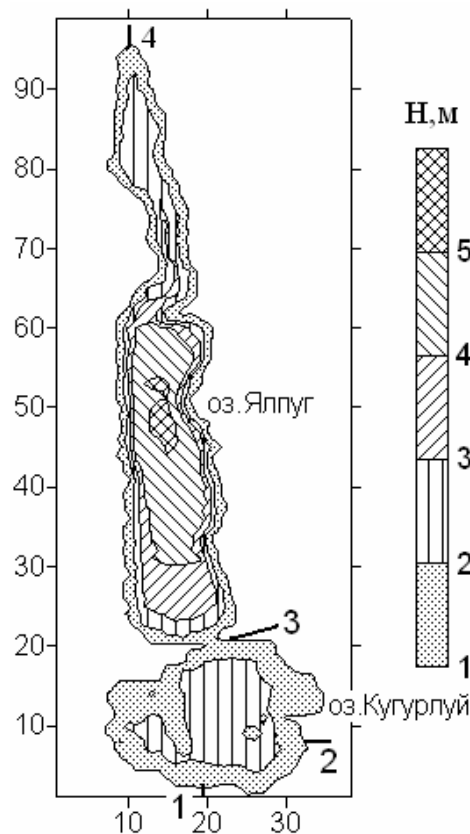


Рис. 1 – Батиметрическая карта озер Ялпуг-Кугурлуй, м, при отметке уровня воды 2,46 м БС. Оси размечены в номерах узлов расчетной сетки. Пространственный шаг  $\Delta x = \Delta y = 500$  м. Обозначения соединительных каналов с р.Дунай: 1- Скунда; 2 – 105 км; 3 – Репинда; 4 – р. Ялпуг.

Водоем используется для питьевого водоснабжения прилегающих населенных пунктов, рыбоводства, рекреации, а в летние месяцы осуществляется забор воды в

ирригационных целях. Учитывая, что речные воды – потенциальный источник загрязнения водоема, актуальной представляется задача исследования пространственно-временной изменчивости загрязнения вод оз.Ялпуг-Кугурлуй веществами, поступающими в водоем с дунайскими водами в период наполнения водоема и со стоком р.Ялпуг. В решении этой задачи заключается цель представляемой статьи.

Ранее, в работах [1,3,6] были исследованы особенности ветровой циркуляции вод, формирования уровня трофности, изменчивости составляющих водно-солевого баланса водоема в различные по водности годы.

**Методы и материалы исследования.** Для установления особенностей распространения загрязняющих веществ в водах оз.Ялпуг-Кугурлуй использовалась численная нестационарная гидродинамическая модель [2, 5]. При расчетах акватория водоема покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 29×96 узлов с шагом 500 м. Использовались 4 расчетных уровня по вертикали в  $\sigma$  - системе координат. Глубины в лимане задавались соответствующими отметке уровня воды в водоеме 2.46 м БС (рис. 1).

Исходная система уравнений модели в приближении Буссинеска в правой декартовой системе координат записывается следующим образом.

Уравнения движения:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial B_x u}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fv + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( 2B_x A_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial y} \left( A_h \left[ \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u |u|. \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vu}{\partial x} + B_y^{-1} \frac{\partial B_y v}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fu + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( 2B_y A_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h \left[ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v |v|. \quad (2)$$

Уравнение неразрывности

$$B_x^{-1} \frac{\partial B_x u}{\partial x} + B_y^{-1} \frac{\partial B_y v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Уравнение переноса неконсервативной примеси

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( B_x u C_i - B_x D_h \frac{\partial C_i}{\partial x} \right) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( B_y v C_i - B_y D_h \frac{\partial C_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( (w + w_{gi}) C_i - D_v \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) = F_i(C_i, x, y, z) + Q_i(x, y, z, t). \quad (4)$$

Уравнение гидростатики

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g\rho. \quad (5)$$

Здесь  $u, v, w$  - компоненты вектора скорости течений  $\vec{v}$  в направлениях  $x, y, z$ , соответственно;  $t$  – время;  $P$  – давление;  $\rho_0 = const$ ;  $f$  - параметр Кориолиса;  $A_h, A_v$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности, соответственно;  $\rho$  – плотность воды;  $g$  – ускорение свободного падения;  $C_i$  – концентрация  $i$ -го загрязняющего вещества в воде;  $w_{gi}$  – гравитационная скорость осаждения примеси;  $D_h$  и  $D_v$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии, соответственно;  $B_x$  и  $B_y$  – безразмерная, относительно размера ячейки расчетной сетки, ширина

потока в напрямленнях  $x$  і  $y$ , відповідно;  $\beta_c$  – множитель равный нулю, если канал отсутствует, и единице - в случае наличия канала;  $C_{ws}$  – коэффициент бокового трения о стенки канала;  $F_i$  – функция неконсервативности  $i$ -ой примеси (вещества), описывающая химико-биологические процессы ее трансформации;  $Q_i$  – приток вещества от внешних источников.

В такой модификации модель позволяет рассчитывать течения и перенос примеси в каналах, имеющих подсеточный масштаб в одном из горизонтальных направлений (ширина потока меньше шага расчетной сетки). Уравнения (1) - (4) автоматически переходят в традиционные уравнения, если положить  $\beta_c = 0$  и  $B_x = B_y = 1$ .

При численной реализации приведенной выше системы уравнений переходят к криволинейной по вертикали системе координат ( $\sigma$  - системе), что, с одной стороны, улучшает вычислительные свойства модели, а с другой - позволяет более точно описать вертикальную динамическую структуру вод и распределение примеси в области малых глубин. Для этого используется спрямляющее преобразование дна вида:

$$\sigma = (h - z)/H; \quad H = h + d, \quad (6)$$

где  $\sigma$  - новая координата, изменяющаяся от поверхности до дна в пределах  $[0, -1]$ ;  $H$  - полная локальная глубина;  $d$  - глубина при невозмущенном уровне моря;  $h$  - отклонение уровня моря от его невозмущенного состояния.

Уравнения движения в  $x, y, \sigma$  - системе координат принимают вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Hu}{\partial t} + B_x^{-1} \left( \frac{\partial HB_x uu}{\partial x} \right) + \frac{\partial Huv}{\partial y} + \frac{\partial u\tilde{w}}{\partial \sigma} = -gH \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + fHv + \\ + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( 2HB_x A_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial y} \left( A_h H \left[ \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right] \right) + H^{-1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) - \\ - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} |u|u, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Hv}{\partial t} + \frac{\partial Hvu}{\partial x} + B_y^{-1} \frac{\partial (HB_y vv)}{\partial y} + \frac{\partial (v\tilde{w})}{\partial \sigma} = -gH \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} - fHu + \\ + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( 2HB_y A_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h H \left[ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right] \right) + H^{-1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) - \\ - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} |v|v, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\text{где} \quad \tilde{w} = H \frac{\partial \sigma}{\partial t} = w - (1 + \sigma) \frac{\partial h}{\partial t} - u \left( \frac{\partial h}{\partial x} + \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) - v \left( \frac{\partial h}{\partial y} + \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right). \quad (9)$$

Уравнение неразрывности

$$\frac{\partial h}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} (HB_x u) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} (HB_y v) + \frac{\partial \tilde{w}}{\partial \sigma} = R - E, \quad (10)$$

где  $R$  – слой осадков,  $E$  – слой испарения.

Уравнение переноса неконсервативной примеси:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial HC_i}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( B_x H \left[ u C_i - D_h \frac{\partial C_i}{\partial x} \right] \right) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( B_y H \left[ v C_i - D_h \frac{\partial C_i}{\partial y} \right] \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( (\tilde{w} - w_{gi}) C_i - H^{-1} D_v \frac{\partial C_i}{\partial \sigma} \right) = HF_i(C_i, x, y, z, t) + HQ_i(x, y, z, t). \end{aligned} \quad (11)$$

Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклинные составляющие). Это позволяет использовать при численном решении уравнений динамики различные временные шаги для баротропной и бароклинные составляющих горизонтальной скорости течений, поскольку первая связана с колебаниями уровня моря при прохождении длинных гравитационных волн и изменяется более быстро, чем вторая.

Компоненты баротропной составляющей скорости течений определяются как

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad \text{и} \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (12)$$

а проинтегрированные по вертикали уравнения движения имеют вид:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial HU}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} (HB_x \theta_{uu} UU) + \frac{\partial}{\partial y} (H\theta_{uv} UV) = -gH \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \\ & + fHV + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_h HB_x \frac{\partial U}{\partial x} \right) - (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial y} \left( A_h H \left[ \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right] \right) + \tau_{sx} - \\ & - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H \theta_{su} U |U|, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial HV}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (H\theta_{uv} UV) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} (HB_y \theta_{vv} VV) = -gH \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} - \\ & - fHU + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_h HB_y \frac{\partial V}{\partial y} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h H \left[ \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right] \right) + \tau_{sy} - \\ & - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H \theta_{sv} V |V|, \end{aligned} \quad (14)$$

где

$$\theta_{uu} = \int_{-1}^0 \frac{uu}{UU} d\sigma, \quad \theta_{uv} = \int_{-1}^0 \frac{uv}{UV} d\sigma, \quad \theta_{vv} = \int_{-1}^0 \frac{vv}{VV} d\sigma, \quad \theta_{su} = \int_{-1}^0 \left( \frac{u}{U} \right) \left| \frac{u}{U} \right| d\sigma,$$

$$\theta_{sv} = \int_{-1}^0 \left( \frac{v}{V} \right) \left| \frac{v}{V} \right| d\sigma.$$

Уравнение неразрывности для баротропной составляющей

$$\frac{\partial h}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} (B_x HU) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} (B_y HV) = R - E. \quad (15)$$

Бароклинные компоненты вектора скорости определяются как отклонения от средней по глубине скорости:  $u' = u - U$  и  $v' = v - V$ , а уравнения для них получают вычитанием уравнений для баротропной составляющей скорости из уравнений для полной скорости:

$$\frac{\partial Hu'}{\partial t} + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} (B_x H [uu' - \theta_{uu} UU]) + \frac{\partial}{\partial y} (H [uv' - \theta_{uv} UV]) + \frac{\partial \tilde{w}u'}{\partial \sigma} =$$



$$fHv' + B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_h HB_x \frac{\partial u'}{\partial x} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial y} \left( A_h H \left[ \frac{\partial v'}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right] \right) +$$

$$+ H^{-1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial u'}{\partial \sigma} \right) - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta C_{ws} HB_x^{-1} (u|u| - \theta_{su} U|U|),$$

$$\frac{\partial H v'}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (H[uv - \theta_{uv} UV]) + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} (B_y H[vv - \theta_{vv} VV]) + \frac{\partial \tilde{w} v'}{\partial \sigma} =$$

$$- fHu' + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_h HB_y \frac{\partial v'}{\partial y} \right) + (1 - \beta_c) \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h H \left[ \frac{\partial v'}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right] \right) +$$

$$+ H^{-1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( A_v \frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} (v|v| - \theta_{sv} V|V|).$$

Уравнение неразрывности для бароклинной составляющей

$$B_x^{-1} \frac{\partial}{\partial x} (B_x H u') + B_y^{-1} \frac{\partial}{\partial y} (B_y H v') + H^{-1} \frac{\partial \tilde{w}}{\partial \sigma} = 0. \quad (18)$$

Конечно-разностная аппроксимация уравнений модели выполнялась с использованием неявных конечно-разностных схем. В частности, при аппроксимации дифференциальных уравнений для компонент баротропной составляющей скорости течения и уровня моря, использовался метод переменных направлений Аббота [13]. В уравнении (11) для описания горизонтального переноса применялась численная схема FCT [7, 8], а для вертикального - TVD [9]. Численные реализации остальных уравнений модели являются оригинальными и подробно описаны в [10].

Вертикальная турбулентная вязкость описывается на основе полуэмпирической теории турбулентности с использованием длины пути смешения. Мгновенная вязкость определяется как функция длины пути смешения, локального вертикального сдвига скорости и устойчивости водной колонки следующим образом

$$A_v = A_{v0} + A_z \left[ C_{R0} (1 + C_{R1} R_i)^{-C_{R2}} \right], \quad D_v = D_{v0} + A_z \left[ C_{R3} (1 + C_{R4} R_i)^{-C_{R5}} \right], \quad (19)$$

$$\text{где } A_z = [\kappa z (1 - z/H)]^2 \left( \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)^{1/2}, \quad R_i = -g \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[ \rho_0 \left( \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right) \right].$$

Здесь  $\kappa = 0.4$  - постоянная Кармана;  $A_{v0}$  - пороговая вязкость;  $D_{v0}$  - пороговая диффузия;  $R_i$  - число Ричардсона;  $C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$  и  $C_{R5}$  - константы, принимаемые равными 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 и 1.5, соответственно [12].

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального сдвига горизонтальной скорости и пространственного шага горизонтальной конечно-разностной сетки  $\Delta L$  [14]

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[ 2 \left( \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right) + \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad D_h = A_h, \quad (20)$$

где коэффициент  $C_{AH} = 0.1$  и  $A_{h0} = 1.0 \text{ м}^2/\text{с}$  - фоновая величина.

Ветровые напряжения трения на верхней границе (воздух-вода) записываются как

$$\tau_{sx} = (C_{aw1} + C_{aw2}W_{10})W_{10}W_x; \tau_{sy} = (C_{aw1} + C_{aw2}W_{10})W_{10}W_y, \quad (21)$$

где  $W_x$  и  $W_y$  - составляющие вектора скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря по осям  $x$  и  $y$ , соответственно;  $W_{10}$  - модуль скорости ветра на высоте 10 м;  $C_{aw1}$  и  $C_{aw2}$  - коэффициенты трения, полагаемые равными 0.0008 и 0.000065 с/м, соответственно.

Придонные напряжения трения на нижней границе (вода-дно)

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \text{ и } \tau_{by} = \Phi v_b, \text{ где } \Phi = \left[ C_{wb1} + C_{wb2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right]. \quad (22)$$

Здесь  $u_b$  и  $v_b$  - составляющие вектора придонной скорости течения;  $C_{wb1}$  и  $C_{wb2}$  - коэффициенты трения с типичными значениями 0.001 и 0.003 м/с, соответственно.

Граничные условия на поверхности моря определяются следующим образом

$$\tau_{sx} = A_v \frac{\partial u'}{\partial z} \text{ и } \tau_{sy} = A_v \frac{\partial v'}{\partial z}; D_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0; w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = 0. \quad (23)$$

$$\text{На дне: } \tau_{bx} = A_v \frac{\partial u'}{\partial z} \text{ и } \tau_{by} = A_v \frac{\partial v'}{\partial z}; D_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0; w_{gi} C_i - D_v (C_i)_{,z} = Q_{ci}^{bot}. \quad (24)$$

Здесь,  $Q_{ci}^{bot}$  - поток примеси через границу «вода-донные отложения».

В точках впадения рек (каналов) граничные условия формулируются по типу «открытого канала» или «водопад». В первом случае задаются расходы воды  $Q_r$ , а также вертикальные профили бароклинной скорости, примеси:

$$U = Q_r / (B_x \Delta L H); V = Q_r / (B_y \Delta L H); u' = u_{top} \cos(\pi z / H); v' = v_{top} \cos(\pi z / H); \\ C = C_{top} + (C_{top} - C_{bot}) [(1 - \cos(\pi z / H))] \quad (25)$$

Здесь,  $\Delta L$  - размер ячейки расчетной сетки; величины с индексом “top” соответствуют поверхностному слою воды, тогда как с индексом “bot” - придонному слою.

Задание граничных условий по типу «водопад» осуществляется следующим образом

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}; \frac{\partial HC}{\partial t} = \frac{C_{top} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \quad (26)$$

В качестве начальных условий принималось состояние покоя:

$$U = V = u' = v' = w = 0; A_h = A_{h0}, \quad A_v = A_{v0}, \quad D_v = D_{v0}. \quad (27)$$

Фоновый уровень концентрации примеси в начальный момент времени во внутренних точках расчетной области полагается равным нулю.

Программная реализация модели, выполненная на языке FORTRAN-90, позволяет рассчитывать ветровые и стоковые течения. С заданной временной дискретностью в ходе счета модель усваивает новую информацию о скорости и направлении ветра, величинах осадков и испарения, расходах воды по соединительным каналам и реки Ялпуг, концентрации примеси в речных водах. Между вводимыми дискретными значениями выполняется линейная интерполяция во времени.

Модельные расчеты проводились для периода времени с 1 марта по 31 сентября. Батиметрическая карта водоема построена на основе информации, полученной при выполнении проекта ТАСИС WW/SCRE1 / No.1 «Придунайские озера: устойчивое

восстановление и сохранение естественного состояния и экосистем» (2000-2002 гг.). Изменчивость скорости и направления ветра задавалась на основе данных наблюдений на ГМС Болград, выполненных в 2001 г. с 6-часовой дискретностью. Расход р.Ялпуг, приток вод р.Дунай по каналам, изменения уровня воды в озерах за счет дисбаланса осадки-испарение за расчетный период задавались на основе расчетов и оценок, выполненных в [3] (табл. 1).

Таблица 1 – Изменчивость расходов р.Ялпуг, притока дунайских вод по каналам, уровня воды в озерах за счет дисбаланса осадки-испарение, мм, для условий средневодного года [3]

Величина	Месяцы						
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Расход р.Ялпуг, м <sup>3</sup> /с	5,79	0,27	0,18	0,77	1,15	0,95	0,41
Приток дунайских вод по каналам, м <sup>3</sup> /с:							
аналог 1985 г.,	25,4	18,0	49,7	11,0	–	–	–
аналог 2001 г.	32,0	93,0	12,7	–	–	–	–
Разница осадки – испарение, мм	41	-34	-54	-101	-124	-122	-57

Исследование пространственно-временной изменчивости загрязнения вод оз.Ялпуг-Кугурлуй веществами, поступающими в водоем с дунайскими водами и стоком р.Ялпуг проводилось на примере двух наиболее распространенных типов загрязняющих веществ (ЗВ) антропогенного происхождения: нефтепродуктов и патогенных микроорганизмов. Вероятность загрязнения дунайских вод нефтепродуктами значительно возрастает в связи с функционированием нефтетерминала портового комплекса Джурджулешты (Молдова) вблизи г.Рени. Патогенные микроорганизмы могут поступать с неочищенными сточными водами животноводческих ферм, канализационными сбросами. Из-за того, что практически вся территория бассейна реки Ялпуг находится на юге Молдавии, где уровень очистки сточных вод является неудовлетворительным, вероятность поступления в водоем ЗВ со стоком р.Ялпуг также велика.

При расчетах учитывалось самоочищение вод от рассматриваемых типов ЗВ в результате процессов их физической, химической и биологической трансформации. Деструкция и деградация ЗВ в водной среде описывалась кинетическим уравнением реакции 1- го порядка

$$F_i = \left. \frac{dC_i}{dt} \right|_{local} = -K_{ci}C_i, \quad (28)$$

где  $F_i$  – функция неконсервативности  $i$ -ой примеси в уравнении переноса (4);  $K_{ci}$  – коэффициент неконсервативности (деструкции) ЗВ, представляющий собой удельную скорость его трансформации в результате совокупного действия физико-химических и химико-биологических процессов самоочищения вод, без детализации их вкладов.

Коэффициент неконсервативности для нефтепродуктов  $K_{nf}$  задавался на основе приведенных в работе [4] данных лабораторных экспериментов по определению зависимости периода полураспада растворенных форм нефти  $\tau_{nf}$ , в часах, от температуры воды  $T_w$ , в °С,

$$K_{nf} = \ln 2 / \tau_{nf}, \quad \text{где} \quad \tau_{nf} = 1260.42 - 54.928T_w + 0.5688T_w^2. \quad (29)$$

Удельная скорость патогенных микроорганизмов группы кишечной палочки (коли-формы (*Coliforms*)- аналог коли-индекса), в соответствии с [11], определялась зависимостью вида

$$K_{coli} = k_n \rho_T^{(T_w - 20)}, \quad (30)$$

где  $k_n$  – скорость гибели коли-форм в темноте при температуре воды  $T_w = 20^\circ\text{C}$  и солености  $0\text{‰}$ , полагаемая равной  $\approx 0.033 \text{ час}^{-1}$ ;  $\rho_T = 1.07$  – основание поправочного коэффициента на температурные условия *in situ*.

Изменчивость среднемесячных значений температуры воды задавалась на основе данных наблюдений. Концентрация ЗВ в речных водах полагалась равной 100 условным единицам (процентам). Использование условных концентраций позволяет унифицировать результаты расчетов, поскольку фактически рассчитывается поле концентраций ЗВ в процентах от концентрации в источнике. Фоновая (начальная) концентрация ЗВ в водоеме принималась равной нулю. Рассматриваемые типы загрязняющих веществ можно рассматривать как примесь нейтральной плавучести, т.е.  $w_{gi} = 0$ .

**Обсуждение полученных результатов.** Результаты расчетов приведены на рис.2 – 4. Видно, что характер пространственно-временной изменчивости загрязнения водоема нефтепродуктами и патогенными микроорганизмами, поступающими с дунайскими водами, существенно различен. В период наполнения водоема нефтепродукты накапливаются в его водах, в результате чего граница области загрязнения смещается к северу (рис. 2.а-г). Область загрязнения вод оз.Ялпуг патогенными микроорганизмами занимает гораздо меньшую площадь, а ее северная граница относительно стабильна и не проникает на север далее центральной части водоема (рис. 3.а-г). При уменьшении объемов поступления дунайских вод, зона загрязнения патогенными микроорганизмами, в отличие от нефтепродуктов (рис. 2.г), сокращается и локализуется в районах расположения источников загрязнения - соединительных каналов (рис. 3.г). При прекращении поступления дунайских вод в оз.Ялпуг-Кугурлуй, очищение его вод от патогенных микроорганизмов происходит в течение одной декады (рис.3.д,е), в то время, как загрязнение нефтепродуктами сохраняется на уровне, превышающем 10 % (от концентрации в источнике), до сентября (рис. 2.д-ж). Наряду с общей тенденцией уменьшения концентрации нефтепродуктов в водоеме, в этот период имеет место сглаживание пространственных градиентов их распределения по акватории водоема.

Указанные особенности пространственно-временной изменчивости загрязнения вод оз.Ялпуг-Кугурлуй нефтепродуктами и патогенными микроорганизмами, поступающими с дунайскими водами, обусловлены различиями в их устойчивости к деструкции, протекающей биологическим, химико-биологическим и физико-химическим путем. Значения коэффициентов неконсервативности для рассматриваемых типов загрязняющих веществ отличаются на порядок (например, согласно формулам (29) - (30), при  $T_w = 15^\circ\text{C}$   $K_{nf} = 1.23 \cdot 10^{-3} \text{ час}^{-1}$ ,

$K_{coli} = 2.4 \cdot 10^{-2} \text{ час}^{-1}$ ). Как результат, самоочистительный потенциал вод озер в отношении «биохимически мягкого» загрязняющего вещества, каким являются патогенные микроорганизмы, оказывается достаточным для стабилизации уровня и локализации области загрязнения в районах расположения источников поступления дунайских вод в заданных объемах. Однако в отношении нефтепродуктов, самоочистительная способность водоема, определяемая интенсивностью процессов гидродинамического разбавления и химико-биологической деструкции, оказывается ниже интенсивности поступления загрязняющего вещества с дунайскими водами, в результате чего происходит его накопление в водоеме.



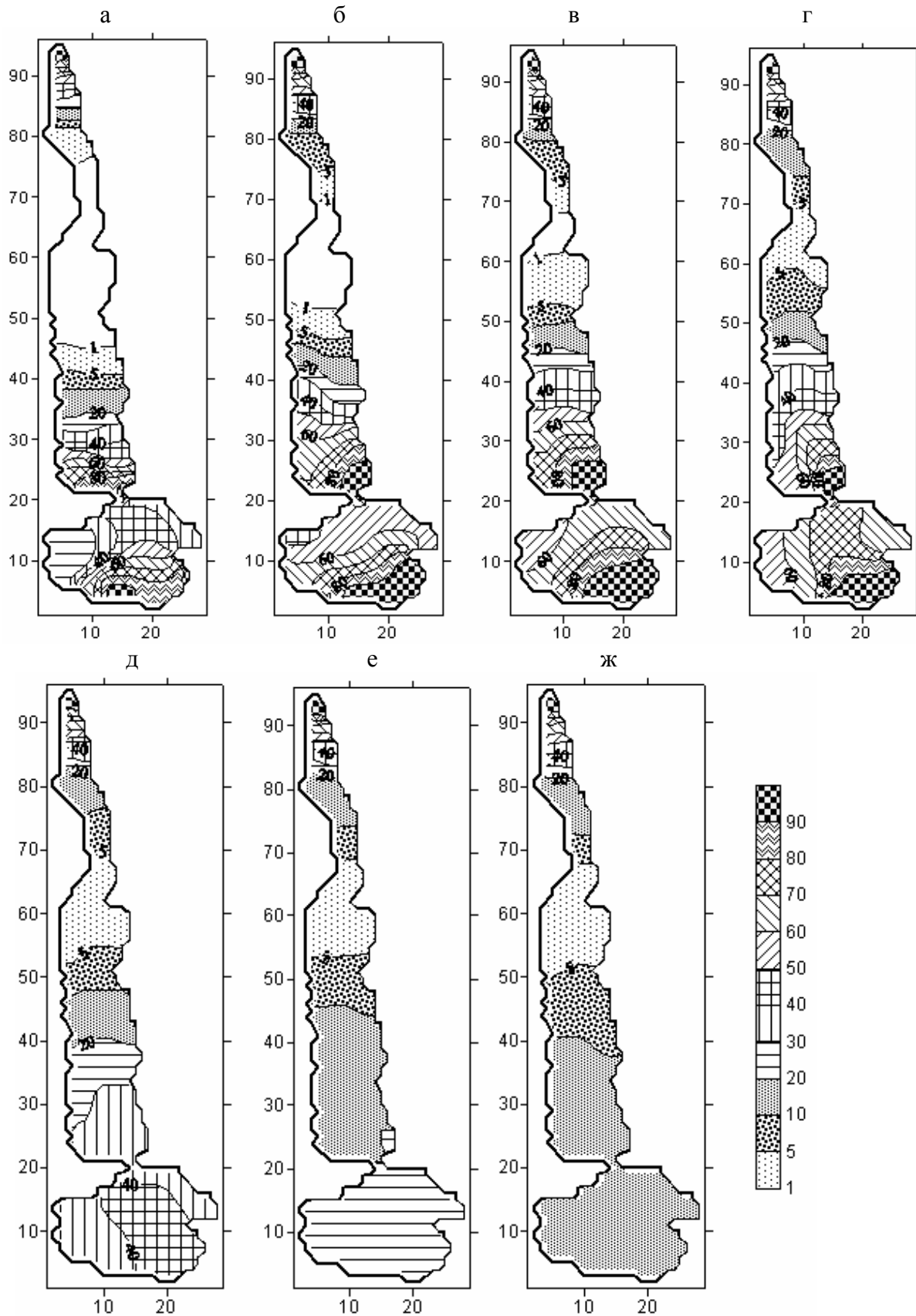


Рис. 2 – Уровень забруднення вод оз.Ялпуг-Кугурлуй нафтопродуктами (в % от концентрации в источнике), которые поступают с дунайскими водами и стоком р.Ялпуг: а) конец марта; б) апреля; в) мая; г) июня; д) июля; е) августа; ж) сентября. Приток дунайских вод соответствует 1985 г.

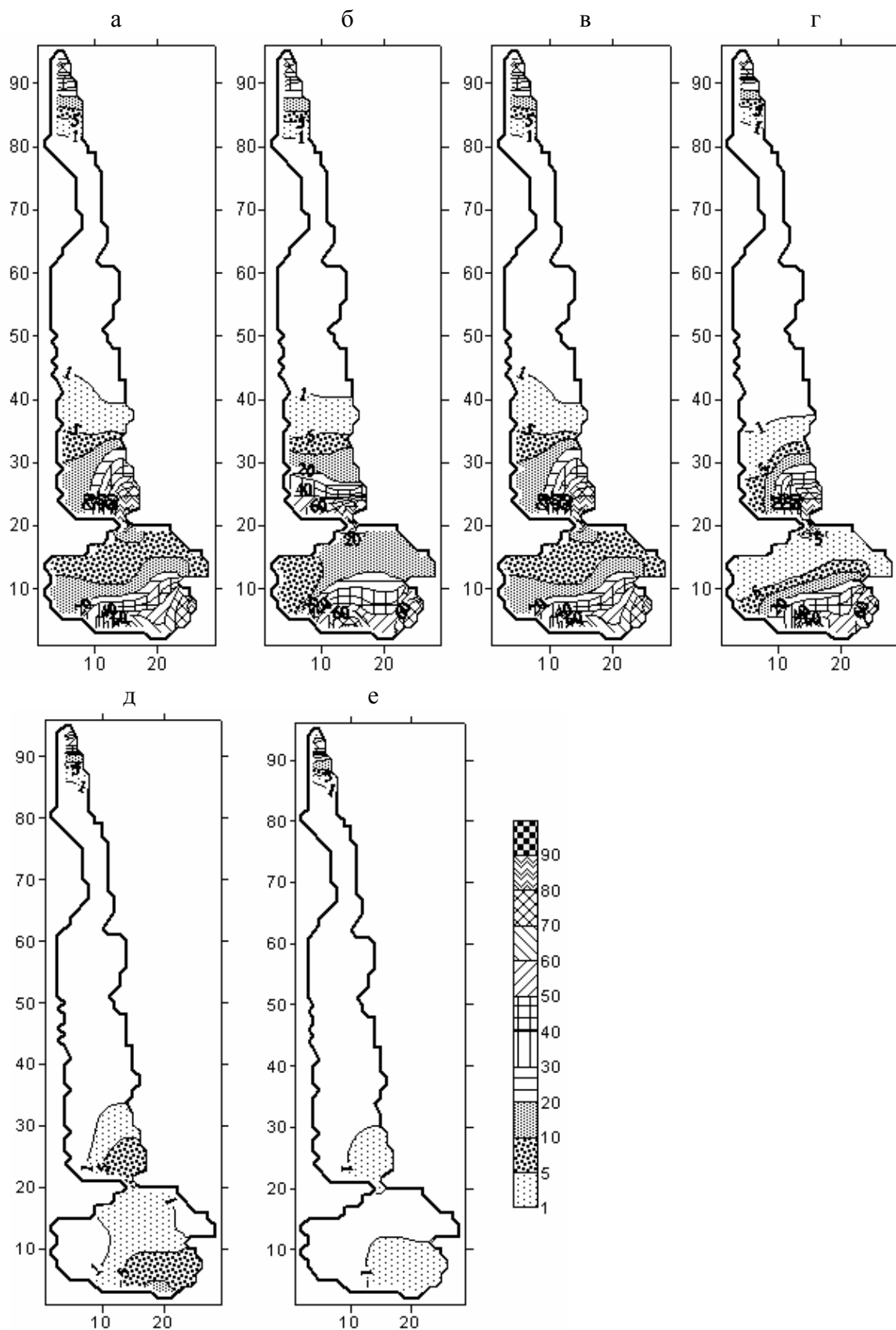


Рис. 3 – Уровень загрязнения вод оз.Ялпуг-Кугурлуй патогенными микроорганизмами (в % от концентрации в источнике), которые поступают с дунайскими водами и стоком р.Ялпуг: а) конец марта; б) апреля; в) мая; г) июня; д) 5 июля; е) 10 июля. Приток дунайских вод соответствует 1985 г.

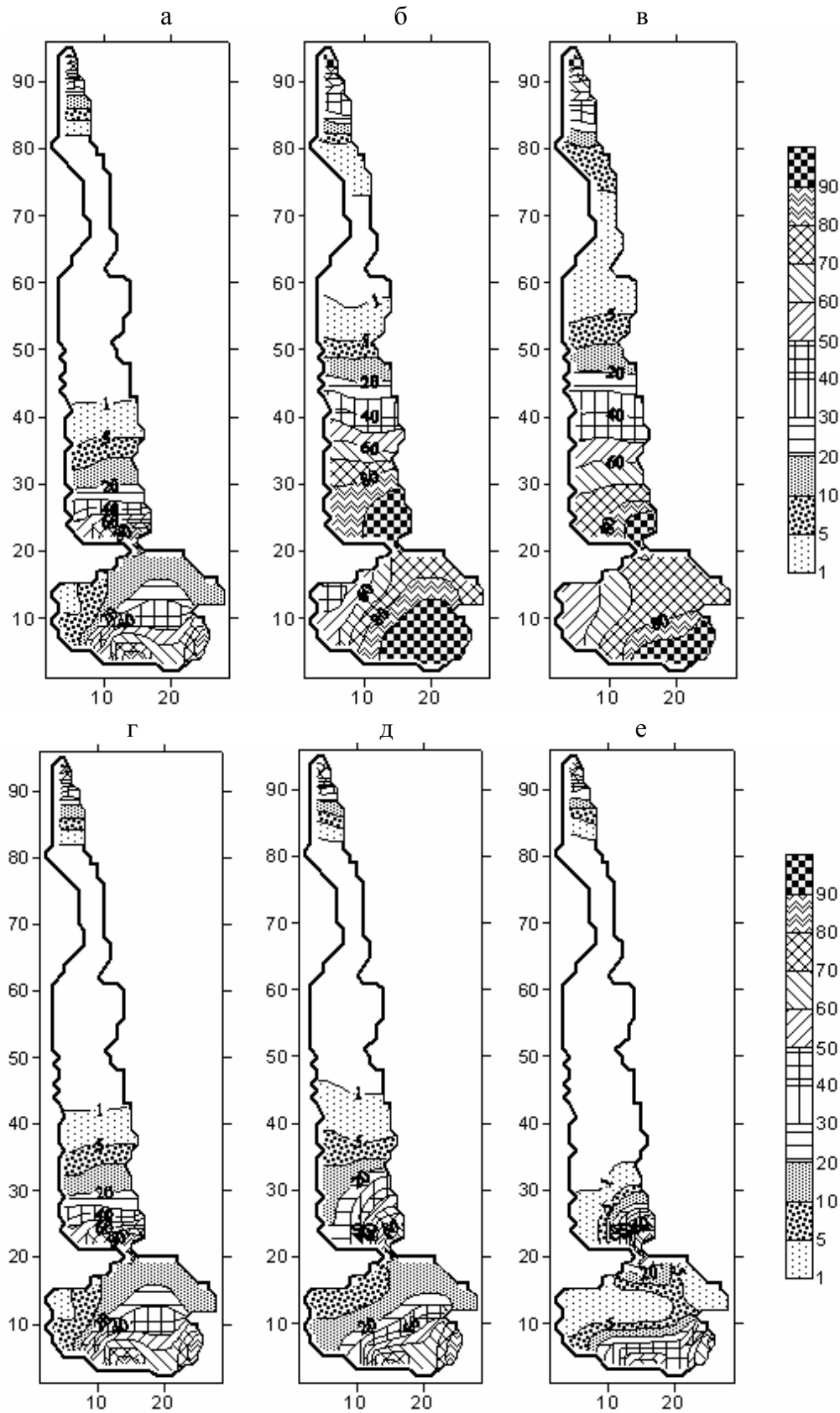


Рис. 4 – Уровень загрязнения вод оз.Ялпуг-Кугурлуй нефтепродуктами (а-в) и патогенными микроорганизмами (г-е) (в % от концентрации в источнике), которые поступают с дунайскими водами и стоком р.Ялпуг: а, г – конец марта; б, д – апреля; в, е – мая. Приток дунайских вод соответствует 2001 г.

Как видно из рис. 2 – 4, область загрязнения водоема стоком р.Ялпуг ограничивается северной, относительно мелководной частью оз.Ялпуг.

Численные эксперименты с моделью при задании соотношения осадки-испарение, стока р.Ялпуг характерных для лет различной водности показали, что установленные особенности распространения загрязняющих веществ на акватории водоема практически не изменяются. Объясняется это относительно большим объемом вод и глубиной центральной части водоема.

**Выводы.** Моделирование распространения загрязняющих веществ на акватории озер Ялпуг-Кугурлуй показало, что при типичных для водоема объемах поступления дунайских вод, загрязняющие вещества с характерным значением коэффициента неконсервативности порядка  $10^{-3}$  час<sup>-1</sup> будут накапливаться в водоеме, ухудшая качество его вод. Для загрязняющих веществ с характерным значением коэффициента неконсервативности порядка  $10^{-2}$  час<sup>-1</sup> свойственна локализация областей загрязнения вблизи источников и относительно быстрое очищение водоема (в течение декады) при прекращении поступления дунайских вод. Наиболее чистой оказывается переходная область между центральной и северной частями оз.Ялпуг. Влияние стока р.Ялпуг на качество вод озера Ялпуг сказывается лишь в его северной части.

### Список литературы

1. Гопченко Е. Д., Тучковенко Ю. С. Математическая модель эвтрофикации Придунайских озер // Гидробиологический журнал. – Киев: НАН Украины, Ин-т гидробиологии.– 2005.– Т. 41, № 1. – С. 92 - 105.
2. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006.- 368 с.
3. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй-Ялпуг в условиях их зарегулирования: Дис... канд. геогр. наук: 11.00.007/ Одес.гос.экол.ун-т.- Одесса, 2005. – 294 с.
4. Процессы самоочищения морских вод от химических загрязнений / под ред. А.И. Симонова. – М.: Гидрометеоздат, труды ГОИН.– 1983.– Вып.167. – 152 с.
5. Тучковенко Ю.С. Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.– 2002.– № 45. – С. 129 - 139.
6. Тучковенко Ю.С., Аль-Субари Али Ахмед Салех. Особенности циркуляции вод в озерах Ялпуг-Кугурлуй Придунайской системы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.– Одеса: Екологія, ОДЕКУ. -2008.– № 50, ч.2. – С. 152-157.
7. Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей: В 2 т.- М.:Мир, 1991.
8. Boris J.P. , Book D.L. // Methods Comput. Phys.– 1976. –№ 16.– Р. 85-129.
9. Harten A.J. // J.Comput.Phys.–1983.– Vol.49.– Р. 357-393.
10. Hess K.W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA.– NESDIS 46.– Washington, D.C., 1989.– 97 p.
11. Mancini J.J. Numerical Estimation of Coliform Mortality Rates under Various Conditions // Journal of Water Pollution Control Federation.-1978.- Vol.50 - P. 2477.
12. Munk W.H., Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline // J.Mar.Res.–1948.–№ 7.– P.276-295.
13. Sobey R.J. Finite-difference schemes compared for wave-deformation characteristics in mathematical modeling of two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum, 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.–USA, 1970.– 29 pp.
14. Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R. A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S.Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1979.– 29 p.

### Моделирование розповсюдження забруднюючих речовин на акваторії озер Ялпуг-Кугурлуй.

Ю.С. Тучковенко, Аль-Субари Али Ахмед Салех

Наведені результати числового математичного моделювання розповсюдження забруднюючих речовин на акваторії придунайських озер Ялпуг-Кугурлуй. У якості джерел забруднення розглядаються дунайські води, що поступають у водоймище через сполучні канали, та стік р. Ялпуг.

**Ключові слова:** забруднення, Придунайські озера, моделювання.

### Modelling of distribution of polluting substances on water area of Yalpug-Kugurluy lakes. Y.S. Tuchkovenko, Al-Subary Ali Ahmed Saleh

The results of numerical mathematical modelling of distribution of polluting substances on water area of the Yalpug-Kugurluy lakes are presented. Waters of the river Danube which act in a reservoir through connecting channels, and flow of r.Yalpug are considered as sources of pollution.

**Keywords:** pollution, lakes of near-Dunay system, modelling



УДК 539.186

**А.В. Глушков**, д.ф.-м.н., **В.Н. Хохлов**, д.геогр.н., **Н.Г. Сербов**, к.геогр.н.,

**А.А. Свинарченко**, к.ф.-м.н., **Э.Н. Серга**, к.геогр.н., **Т.В. Лукаш**, асп.

Одесский государственный экологический университет

## **ОБОБЩЕННАЯ ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛОБАЛЬНОГО ЦИКЛА УГЛЕРОДА: ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ АДАПТАЦИИ СИСТЕМЫ «ОКЕАН-АТМОСФЕРА» НА АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ**

*В рамках обобщенной модели глобального цикла углерода, воспроизводящей сезонную динамику углеродного цикла в океане с учетом зональной структуры океана и учитывающей зависимость переноса CO<sub>2</sub> через границу атмосфера-океан от температуры воды и воздуха, скорости ветра, вклада биоты, выполнен долгосрочный прогноз адаптации системы «океан-атмосфера» на антропогенное воздействие.*

**Ключевые слова:** обобщенная динамико-стохастическая модель, углеродный цикл, долгосрочный прогноз, система «океан-атмосфера»

**Введение.** Проблема глобального цикла углерода и прогноз адаптации системы «океан-атмосфера» на антропогенное воздействие заданной интенсивности, по прежнему относится к числу крайне важных и актуальных задач современной океанологии, климатологии, а также гидро- и био-экологии [1]. Несмотря на возрастающее число работ по искомой проблематике [1-19], целый ряд ключевых вопросов в моделировании глобального углеродного цикла в океане с учетом различных атмосферных, океанических и биоэкологических факторов остаются далеки от своего разрешения. Ключевыми проблемами в моделировании глобального цикла углерода остаются адекватное определение зависимости переноса CO<sub>2</sub> через границу атмосфера-океан от температуры воды и воздуха, скорости ветра, выяснение буферного механизма растворения CO<sub>2</sub>, корректное определение роли вклада биоты в глобальный углеродный цикл, и наконец, уточнение динамической модели с целью улучшения количественного аспекта прогноза. Относительно новой является проблема обнаружения элементов хаоса в динамике углеродного цикла [17, 20]. Также одной из относительно новых задач является долгосрочное прогнозирование динамики углеродного цикла в океане и адаптации системы «океан-атмосфера» на антропогенное воздействие. Именно решению этой задачи на основе ранее развитой нами обобщенной модели глобального цикла углерода [14-19], воспроизводящей сезонную динамику углеродного цикла в океане с учетом зональной структуры океана и учитывающей зависимость переноса CO<sub>2</sub> через границу атмосфера-океан от температуры воды и воздуха, скорости ветра, вклада биоты и других факторов.

**Обобщенная модель глобального цикла углерода.** Поскольку используемая нами обобщенная модель глобального углеродного цикла детально описана в наших работах [14-19], далее ограничимся изложением лишь ключевых аспектов. В ее рамках океан, поверхность которого свободна ото льдов, разбит на 56 зон по 2,5° географической широты. Типичная вертикальная стратификация океана включает верхний квазиоднородный (или перемешанный) слой, толщина которого в тропиках – около 100 м, а в высоких широтах – 10–20 м летом и сотни метров зимой, слой скачка температуры (сезонный термоклин), главный термоклин и глубинный слой. Как обычно, мы выделяем в каждой зоне океана три слоя: верхний квазиоднородный слой (ВКС) с переменной в течение года толщиной, термоклин и глубинный слой (ГС). Далее предполагается, что вода между 40° с.ш. и 40° ю.ш. медленно поднимается вверх (апвеллинг), а в высоких широтах медленно опускается (даунвеллинг), в ВКС направление движения воды от экватора к полюсам, в ГС направление движения воды противоположное. Однородная по вертикали атмосфера разбита на те же зоны, что и

океан. Мастерная система 224 дифференциальных уравнений, описывающих динамику глобального углеродного цикла, имеет вид [15]:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} C_i^1 h_i - \left( \frac{dh_i}{dt} \pm V_i \right) C_i^1 &= F_i^{ao} - Q_{h_i-o} + L_i^1 - B_i^p + B_i^{1d}, \\ \frac{d}{dt} C_i^1 (H - h_i) + \left( \frac{dh_i}{dt} \pm V_i \right) C_i^2 &= Q_{h_i+o} + Q_i^T + B_i^{2d}, \\ \frac{d}{dt} C_i^3 (D - H) \pm V_i C_i^3 &= -Q_i^T + L_i^3 + B_i^{3d}, \\ \frac{dM_i^a}{dt} &= -F_i^{ao} s s_i^{0.012} + (F_i - F_{i-1}) V_i^a, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $i = 1, 2, \dots, 56$ ;  $C_i^1, C_i^2, C_i^3$  – молярная концентрация неорганического углерода в ВКС, термоклине и ГС соответственно в  $i$ -й широтной зоне;  $M_i^a$  – масса углерода в виде  $\text{CO}_2$  в  $i$ -й зоне атмосферы;  $h_i$  – глубина ВКС  $i$ -зоны океана, зависящая от времени года;  $V_i$  – скорость апвеллинга или даунвеллинга в зависимости от зоны;  $H$  – глубина нижней границы термоклина;  $D$  – средняя глубина океана;  $s s_i$  – площадь поверхности  $i$ -й зоны океана. Поток углерода на границе атмосфера-океан пропорционален разности парциальных давлений  $\text{CO}_2$  в воздухе  $P_i^a$  и воде  $P_i^o$  на уровне моря

$$F_i^{ao} = k(u_i)(P_i^a - P_i^o)$$

где  $k(u_i)$  – коэффициент пропорциональности, зависящий от скорости ветра. В случае быстро перемешиваемой атмосферы будем полагать, что парциальное давление углекислого газа в атмосфере на уровне океана  $P_i^a$  пропорционально общей массе углерода в каждой зоне. В соответствии с [11], определим

$$P_i^a = \frac{k_a M_i^a R T_i^a}{s_i \mu},$$

где  $M_i^a$  – масса углекислого газа в  $i$ -й зоне атмосферы;  $s_i$  – площадь поверхности Земли, которая приходится на  $i$ -ю зону атмосферы;  $T_i^a$  – температура воздуха на уровне океана в  $i$ -й зоне (К);  $\mu = 0.044$  кг/моль – молекулярный вес углекислого газа;  $R = 8.31$  Дж/моль – универсальная газовая постоянная;  $k_a = 0.01602$  – величина доли массы 100-метрового столба воздуха в массе столба воздуха высотой 10 км. Для учета парникового свойства углекислого газа, согласно [3, 15], в модель введена зависимость температуры воздуха и воды на уровне моря от содержания в атмосфере углекислого газа, то есть  $T_i^a = T_i^{as} + \Delta T_i^a$  и  $T_i^o = T_i^{os} + \Delta T_i^o$ , где  $T_i^{as}$  и  $T_i^{os}$  – сезонные компоненты и  $\Delta T_i^a, \Delta T_i^o$  – изменения температуры воздуха и воды соответственно, связанные с повышением содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, причем  $\Delta T_i^a = \Delta T_i^o$ . Приращение  $\Delta T_i^a$  есть функция среднегодового общего содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Парциальное давление растворенного в поверхностных водах углекислого газа прямо пропорционально содержанию углекислого газа в воде и обратно пропорционально растворимости  $\text{CO}_2$  и описывается бикубическим сплайном вида  $P_i^o = P_i^o(C_i^1, T_i^o)$ . Турбулентный поток углерода на жидкой границе ВКС – термоклин описывается в рамках подхода Нефедова-Тарко [3]. Турбулентные потоки на нижней границе ВКС, верхней границе термоклина  $Q_{h_i+o}$ , на границе термоклин – глубинный слой  $Q_i^T$  определены в [14, 15]. Горизонтальные потоки углерода  $L_i^1, L_i^3$  между зонами, обусловленные глобальной циркуляцией вод Мирового океана, определяются с помощью принятой схемы и

стандартного условия неразрывности водных масс. Во всех зонах апвеллинга его скорость одинакова ( $V_a$ ), а скорость даунвеллинга определяется для каждого полушария также из условий неразрывности водных масс и независимости циркуляции воды в каждом полушарии. Для учета вклада деятельности морской биоты в (1) имеется поток  $B_i^p$ , т.е. скорость производства органического вещества в ВКС  $i$ -й зоны, а потоки  $B_i^{1d}$ ,  $B_i^{2d}$ ,  $B_i^{3d}$  – скорости разложения органического вещества в ВКС, термоклине и ГС  $i$ -й зоны, соответственно. Обмен углеродом между соседними зонами атмосферы происходит в процессе адвекции  $F_i^d$

$$F_i = F_i^a + F_i^d, \quad i = 1, 2, \dots, 14,$$

где  $i$  – номер зоны. Величина адвективного потока углерода между выделенными зонами атмосферы пропорциональна разности концентраций углерода в этих зонах

$$F_i^a = (C_i^a - C_{i+1}^a) 2\pi a \cos \phi_i h_a V_i^*, \quad i = 1, 2, \dots, 14, \quad (2)$$

где  $C_i^a = M_i^a / V_i^a$  – концентрация углерода в  $i$ -й зоне атмосферы;  $M_i^a$  – масса углерода в  $i$ -й зоне атмосферы;  $V_i^a$  – объем  $i$ -й зоны атмосферы;  $h_a$  – высота атмосферы;  $V_i^*$  – средняя скорость меридионального переноса в атмосфере;  $a$  – радиус Земли. Более последовательным является использование вместо (2) фоккер-планковской модели [17]. В качестве исходных данных в уравнениях модели использованы входные параметры, утилизирующие модели общей циркуляции атмосферы-океана [2, 9-13].

**Данные численного эксперимента и выводы.** Исследование динамики углеродного цикла в системе «атмосфера-океан» проводилось посредством интегрирования системы (1) методом Рунге-Кутты 4-го порядка. Предполагалось, что уровень концентрации двуокиси углерода в атмосфере в ближайшие десятилетия стабилизируется (за период 1990-1999 гг. увеличение составляет около 1,5 ppm в год [1]). Взяв за точку отсчета атмосферную концентрацию  $\text{CO}_2$  в 1998 г. (365 ppm) и увеличивая в течение последующих 15 лет концентрацию, постепенно уменьшая темпы изменения, мы попытались определить время, необходимое климатической системе «атмосфера-океан» для возврата концентрации  $\text{CO}_2$  к уровню 1998 г. Легко подсчитать, что при заданных условиях концентрация двуокиси углерода в 2013 г. составит 377 ppm. По сути, определяемое время является временем самоадаптации климатической системы на внешнее воздействие. На рис. 1 представлены результаты интегрирования по модели, описанной выше, с учетом и без океанической биоты. После 2012 года концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере продолжает, хоть и незначительно, увеличиваться. В обоих случаях увеличение составляет около 0,2 ppm, однако когда биота не учитывается, оно наблюдается в течение 18 следующих за 2012 лет, а когда учитывается – на протяжении лишь 9 лет. Естественным было также ожидать влияние учета биотического фактора на период, в течение которого климатическая система адаптируется на антропогенное воздействие. Численный расчет с учетом биоты показывает, что возвращение к начальному уровню концентрации наблюдается приблизительно через 50-60 лет, тогда как в случае неучета биотического фактора искомое время возрастает до 90-100 лет. Отметим, что приведенные временные величины в целом согласуются с известными в настоящее время [1], однако, по нашему мнению, дальнейшее совершенствование модели глобального цикла двуокиси углерода (за счет учета, скажем, поглощения углекислого газа сушей, еще более радикального фактора, связанного с реализацией стохастического сценария переноса  $\text{CO}_2$  и др. факторов) в системе «атмосфера-океан» может уточнить искомые временные интервалы и, главное, еще более повысить надежность получаемых в процессе моделирования данных.

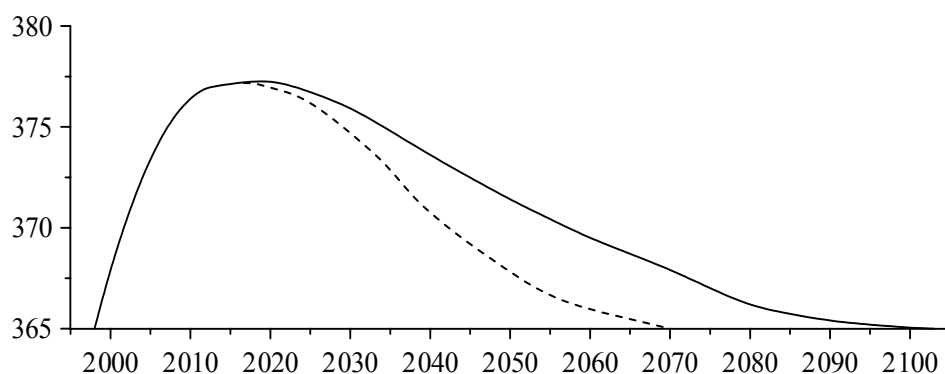


Рис. 1- Изменение средней концентрации углекислого газа: сплошная линия – без учета биоты, пунктирная линия – с учетом биоты; Ось X – годы, ось Y – концентрация (ppm)

### Список литературы

1. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад. – Женева: ВМО, 2003. – 520с.
2. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н. Астрофизическая модель глобального климата Земли. – Киев: Наукова Думка, 2004. – 270 с.
3. Нефедова Е.И., Тарко А.М. Зональная модель глобального цикла двуокиси углерода в системе океан-атмосфера // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 1. – С. 11-15.
4. Ляхин Ю.И. Обмен CO<sub>2</sub> между океаном и атмосферой // Метеорология и гидрология. – 1982. – № 10. – С. 54-59.
5. Bacastow R., Maier-Reimer E. Ocean circulation model of the carbon cycle // Climate Dynamics. – 1990. – Vol. 4. – No. 2. – P. 95-125.
6. Parkinson S., Young P. Uncertainty and sensitivity in global carbon cycle modeling // Climate Research. – 1998. – Vol. 9. – No. 3. – P. 157-174.
7. Stephens B.B., Keeling R.F., Heimann M., Six K.D., Murnane R., Caldeira K. Testing global ocean carbon cycle models using measurements of atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> concentration // Global Biogeochemical Cycles. – 1998. – Vol. 12. – No. 2. – P. 213-230.
8. Bates N.R., Merlivat L. The influence of short-term wind variability on air-sea CO<sub>2</sub> exchange // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28. – No. 17. – P. 3281-3284.
9. Plattner G-K., Joos F., Stocker T.F., Marchal O. Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming // Tellus. – 2001. – Vol. 53B. – N.5. – P. 564-592.
10. Jin X., Shi G. A simulation of CO<sub>2</sub> uptake in a three dimensional ocean carbon cycle model // Acta Meteorologica Sinica. – 2001. – Vol. 15. – No. 1. – P. 29-39.
11. Rivkin B.B., Legendre L. Biogenic carbon cycling in the upper ocean: effect of microbial respiration // Science. – 2001. – Vol. 291. – P. 2398-2400.
12. Kiehl J.T., Hack J.J., Bonan G.B., et al Description of the NCAR community climate model (CCM3): NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR.- Boulder, Colorado, 1996 – 158 p.
13. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Mavrodiev S., Vachev B. Galactic cosmic rays - cloud effect and bifurcation model of Earth global climate// Bound Vol. of Observatoire Montagne de Moussalla. – 2007. – Vol. 12. – P. 80-90.
14. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Ponomarenko E.L. Computer modelling the global cycle of carbon dioxide in system of “atmosphere-ocean” and

environmental consequences of climate change // Environmental Informatics Arch. – 2003. – Vol. 1. – 125-130.

15. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Свиarenко А.А., Солонко Т.В. Обобщенная динамико-стохастическая модель глобального цикла углерода: роль биоты в глобальном цикле углерода // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип. 6. – С. 234-239.

16. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Solonko T.A., Svinarenko A.A. Physics of carbon and ozone cycle: carbon dioxide flux at atmosphere-ocean interface. Dynamics of the total ozone content changing in eurasia and southern hemisphere // Proc. of the XIV International Symposium “Optics of atmosphere and ocean. Physics of atmosphere”. – Buryatia (Russia). – 2007. – P. D31.

17. Khetselius O.Yu., Serbov N.S., Solonko T.V. Modelling carbon dioxide cycle in system of atmosphere-ocean and spatio-temporal pattern formation and chaos in multi-level ecological models as applied to coupled plankton-fish dynamics // Proc. of the Second International Conference on Earth System Modelling. – Hamburg (Germany). – 2007. – P. 181.

18. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Solonko T.V. Phytoplankton influence on atmospheric carbon dioxide under global climate change // Proc. of the International Symposium on Effects of Climate Change on the World's Oceans. – Gijón (Spain). – 2008. – P. 88.

19. Glushkov A.V., Khetselius O.Yu., Solonko T.V., Svinarenko A.A. Global cycle of carbon dioxide in system of atmosphere-ocean: computer modeling // Proc. of the XV International Symposium “Optics of atmosphere and ocean. Physics of atmosphere”. – Krasnoyarsk (Russia). – 2008. – P. 71.

20. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier). – 2006. – Vol. 322. – No. 1-4. – P. 14-24

**Узагальнена динаміко-стохастична модель глобального циклу вуглецю: довготерміновий прогноз адаптації системи «океан-атмосфера» на антропогенну дію. Глушков О.В., Хохлов В.М., Сербов М.Г., Свиarenко А.А., Серга Е.М., Лукаш Т.В.**

*В межах узагальненої моделі глобального циклу вуглецю, яка відбудовує сезону динаміку циклу вуглецю в океані з урахуванням зональної структури океану, залежності переносу CO<sub>2</sub> скрізь границю атмосфера-океан від температури води, повітря, швидкості вітру, внеску діяльності біоти, виконано довготерміновий прогноз адаптації системи «океан-атмосфера на антропогенну дію.*

**Ключові слова:** узагальнена динаміко-стохастична модель, глобальний цикл вуглецю, довготерміновий прогноз, система «океан-атмосфера»

**Generalized dynamical stochastic model of global cycle of the carbon: long-term forecast of adaptation for system of ocean-atmosphere at an anthropogenic action. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Serbov N.G., Svinarenko A.A., Serga E.N., Lukash T.V.**

*It is carried out the long-term forecast of adaptation for system of “ocean-atmosphere” at an anthropogenic action within the generalized carbon global cycle model, which reproduces a season dynamics of carbon cycle in an ocean with account for the zone ocean structure, a dependence of the CO<sub>2</sub> transfer through the atmosphere-ocean boundary upon temperature of the water and air, wind velocity, biotical activity contribution.*

**Key words:** generalized dynamical stochastic model, carbon cycle, long-term forecast, system “ocean-atmosphere”.

**С.Н. Степаненко, д.ф.-м.н., В.Г.Волошин, к.г.н., Е.В.Иванова, к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет*

## **ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА УРОВЕНЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ВЫБРОСАМИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ**

*Предлагается математически простой, но физически обоснованный алгоритм векторизации рельефа местности и воздушного потока, обтекающего элементы рельефа. Алгоритм реализуется как в двумерном так и в трехмерном поле рельефа и ветра и не требует больших затрат машинного времени. Приведены результаты оценки влияния рельефа на уровень загрязнения атмосферного воздуха промышленными источниками.*

***Ключевые слова:** качество атмосферного воздуха, влияние рельефа местности, загрязнение атмосферы.*

**Введение.** Проблема загрязнения воздуха тесно связана с развитием промышленности, энергетики и транспорта. Практически во всех странах существуют управления по контролю состояния окружающей среды, в том числе и атмосферы. Эффективность контроля состояния окружающей среды определяется двумя составляющими, а именно: прямыми измерениями качества воздуха, с помощью специальных средств, которые объединяются в систему мониторинга и косвенным контролем с помощью математического моделирования загрязнения атмосферного воздуха, позволяющие восстанавливать поля концентраций вредных веществ в районах, где не проводятся прямые измерения. Таким образом, возникает необходимость использования математического моделирования как элемента системы мониторинга [4, 6, 7, 9, 10].

Математическое моделирование загрязнения атмосферы становится все более эффективным инструментом для исследования состояния атмосферы, что обусловлено совершенствованием математических методов описания процессов переноса и рассеяния газообразных, жидких и твердых дисперсных компонентов загрязнения.

Особенностью моделей дальних переносов вредных веществ в атмосфере является упрощенное представление о процессах диффузии примесей в пограничном слое, что позволяет практически полностью исключить влияние особенностей рельефа местности на изменение полей приземных концентраций [5]. Модели дальних переносов определяют, в основном, изменение фоновых уровней загрязнения воздуха.

В локальных моделях, при решении задач переноса и рассеивания примеси непосредственно в пограничном слое атмосферы такой подход неприемлем, так как контроль качества атмосферного воздуха выполняется, в основном, в районах жилой застройки и возникает необходимость учитывать особенности рельефа местности [1, 4, 10].

Сложный рельеф, элементы которого имеют характерный пространственный масштаб от нескольких метров до нескольких сотен метров, ведет к образованию неоднородностей в поле ветра, что, в свою очередь, приводит и к изменению поля концентрации вредных веществ, так как турбулентный режим, определяющий интенсивность рассеивания примеси, существенно зависит от структуры потока [2, 5].

Основная проблема при решении задач о влиянии рельефа на поля концентраций, заключается в сложности учета различных физических эффектов, возникающих при



обтекании препятствий воздушным потоком и играющих ключевую роль в процессах турбулентного перемешивания примеси [3, 8, 9].

**Цель работы** заключается в построении схемы расчета концентраций вредных веществ, содержащихся в выбросах промышленных предприятий, в условиях пространственно неоднородного поля ветра, при вынужденном обтекании воздушным потоком элементов рельефа. Обтекание рельефа ведет не только к образованию вертикальных движений, но и к изменению горизонтальных составляющих вектора скорости ветра. Поэтому, одним из направлений развития локальных моделей является подключение к ним моделей пространственного распределения скорости ветра в условиях местности, элементы рельефа которой имеют масштабы от 10 и более метров.

**Объект исследования** – прикладные уравнения эйлеровой модели загрязнения атмосферы, полученные в [6], и названные уравнениями SVT. В расчетные формулы SVT включены не только все составляющие вектора скорости ветра, но и составляющие коэффициента турбулентной вязкости. Использование формул SVT при решении задач о влиянии рельефа на изменения поля концентраций, оказывается предпочтительнее, чем применения иных моделей, не содержащих компонент потока [7].

**Постановка задачи.** Местность с неоднородным полем высот будем называть “рельефной поверхностью” в отличие от горизонтальной или наклонной плоской поверхности. Рельефная поверхность, в заданной расчетной сеточной области, может быть воспроизведена с помощью множества “элементов рельефа”, каждый из которых представлен в виде плоскости, имеющей свою азимутальную ориентацию и наклон относительно горизонтальной поверхности.

Метод, представляет собой процедуру оценки составляющих потока в каждой точке сеточной области по перепаду высот рельефа текущей точки и точки, которая размещается на любой из сторон сеточной области расчета. Эти изменения оцениваются в зависимости от направления потока в невозмущенном слое над рельефной местностью. Анализируется перераспределение составляющих воздушного потока, в предположении потенциальности течения.

На рис. 1 (а, б) представлен пример расположения элемента рельефа. Элемент рельефа находится на плоскости  $R(1_r 2_r 3_r 4_r)$ . Плоскость R имеет наклон относительно горизонтальной плоскости  $G(1_g 2_g 3_g 4_g)$ , заданный углами  $\alpha_x$  и  $\alpha_y$ , и ориентацию относительно сторон света, которая определяется азимутом проекции на горизонтальную плоскость нормали к элементу рельефа, т.о. выполнена векторизация поля рельефа.

На рис. 1а,б показаны два вектора: вектор скорости ветра  $V_r$ , лежащий в плоскости элемента рельефа и проекция этого вектора на горизонтальную плоскость – вектор горизонтальной скорости  $V_g$ . Точка 1, определяющая положение вектора  $V_r$  всегда совпадает с сеточной точкой, а остальные точки плоскости R могут не совпадать с ними.

Углы наклонов и составляющие векторов  $V_r$  и  $V_g$  определяются следующим образом:

$$u_r = V_r \sin dd, \quad v_r = V_r \cos dd, \quad (1)$$

$$u_g = u_r \cos \alpha_x, \quad v_g = v_r \cos \alpha_y, \quad (2)$$

$$w_{gx} = u_r \sin \alpha_x, \quad w_{gy} = v_r \sin \alpha_y, \quad (3)$$

$$\alpha_x = \arctg \frac{z_r(4r) - z_r(1)}{x(4g) - x(1)}, \quad \alpha_y = \arctg \frac{z_r(2r) - z_r(1)}{y(2g) - y(1)}, \quad (4)$$

где  $u_r, v_r$  – составляющие вектора скорости натекающего потока;  $u_g, v_g$  – составляющие горизонтальной скорости ветра;  $w_{gx}, w_{gy}$  – составляющие вертикальные скорости ветра;  $\alpha_x, \alpha_y$  – углы наклона элементов рельефа вдоль осей  $X$  и  $Y$ ;  $z_r$  – высоты соответствующих координатных точек  $x$  и  $y$ ;  $dd$  – угол между осью  $Y$  и вектором  $V_r$ .

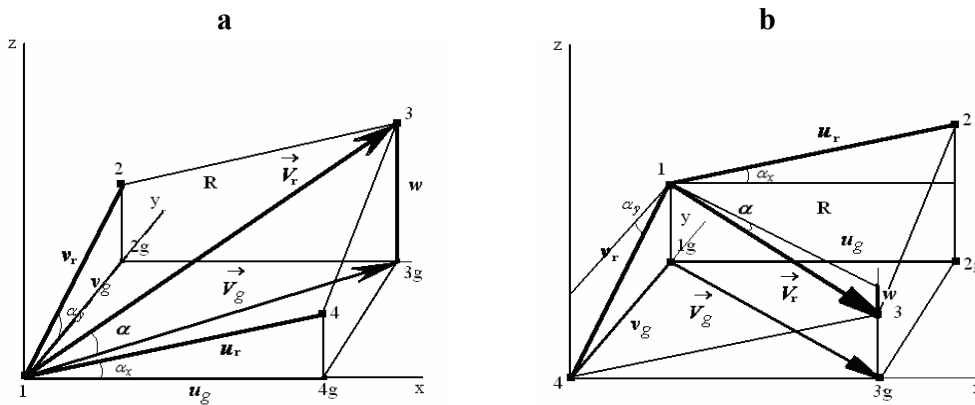


Рис. 1 – Схема, поясняющая расчет направления, вертикальной и горизонтальной скорости над рельефной поверхностью.

Таким образом, горизонтальная составляющая  $V_g$  вектора скорости ветра  $V_r$ , определяется следующим образом:

$$V_g = \sqrt{u_g^2 + v_g^2}, \quad (5)$$

а направление (азимут)  $dd_r$  горизонтальной скорости ветра находим из соотношения

$$dd_r = \arctg \left( \frac{v_g}{u_g} \right). \quad (6)$$

Так как  $V_r = \sqrt{u_r^2 + v_r^2} = \sqrt{(u_g^2 + w_{gx}^2) + (v_g^2 + w_{gy}^2)}$ , то величина и знак вертикальной составляющей зависит от угла наклона и ориентации элемента рельефа и, следовательно, третья составляющая трехмерного вектора  $V_r$  равна

$$w_g = \sqrt{w_{gx}^2 + w_{gy}^2}, \quad (7)$$

а  $\alpha$  – угол наклона поверхности рельефа в направлении вектора скорости, окончательно определяется из соотношения

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{w_r}{V_r}\right) \quad (8)$$

и, тогда получаем равенство

$$V_r = \sqrt{V_g^2 + w_g^2}, \quad (9)$$

позволяющие держаться в рамках закона сохранения импульса.

**Результаты исследования и их анализ.** В качестве примера применения предлагаемой схемы, покажем расчет изменения направления ветра, вертикальной и горизонтальной скорости под влиянием рельефной поверхностью, которая представлена вершиной конусообразной формы высотой 2000 м и радиусом 500 м (рис. 2), расположенной в центре расчетной области.

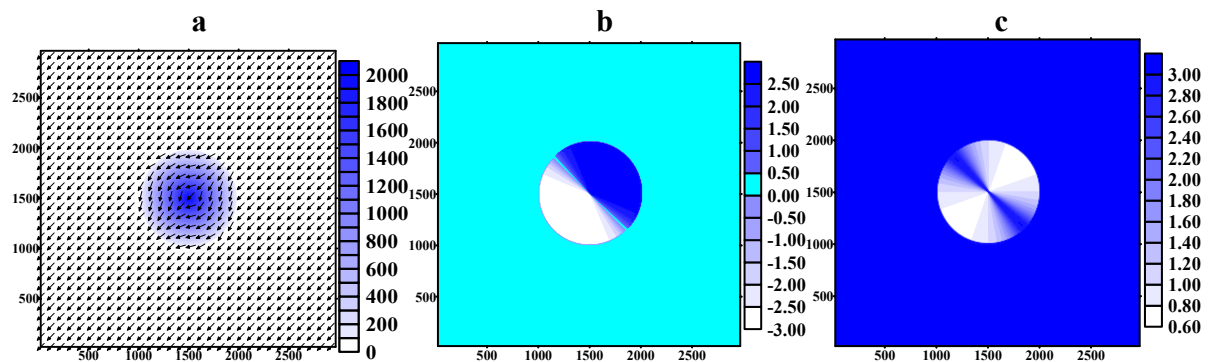


Рис. 2 – Пространственные поля вектора скорости и рельефа (а), вертикальной (b) и горизонтальной скорости (с).

На рис. 2а показано поле векторов, отображающих распределение искомым величин. Рельефная поверхность (темная зона) видна в виде окружности с затемнением в центре. Направление и величина модуля вектора скорости отображается направлением и длиной стрелок. В области рельефа направление стрелок и их величины изменяются, так как присутствует эффект обтекания потоком конусообразной формы рельефа. Вне области рельефа поле ветра восстанавливается и соответствует заданному направлению и скорости ветра.

На рис. 2b, 2с представлены поля  $w$  и  $V_g$ , отдельно друг от друга. На наветренной стороне горизонтальная скорость уменьшается в связи с резким увеличением высоты рельефа, а вертикальная скорость достигает максимальных значений (затененная область на рис. 2b). При обтекании горы горизонтальная скорость увеличивается, и максимальные значения скорости наблюдаются с двух сторон препятствия, перпендикулярно натекающему потоку (затененные области на рис.2с). Таким образом, метод адекватно отображает влияние рельефа на изменение поля вектора скорости ветра.

Практически любой рельеф местности, соответствующий реальной поверхности, можно промоделировать с помощью нескольких формул содержащих элементы рядов Фурье, представляющих разложения в ряд по ортогональным функциям.

Поле рельефа может быть получено с помощью следующей формулы

$$z_r(i,j) = (A - r_{xi}) + B(\sin(0,0175 \cdot C \cdot y_j) - \cos(0,0175 \cdot C \cdot y_j)), \quad (10)$$

где

$$r_{xi} = (A_1 + i^d) + B_1(\sin(0,0175 \cdot C_1 \cdot x_i) - \cos(0,0175 \cdot C_1 \cdot x_i)), \quad (11)$$

где  $i$  – номер сеточной точки по оси X;  $x_i, y_j$  - координаты  $i$ - той и  $j$ -той сеточных точек по оси X и Y.

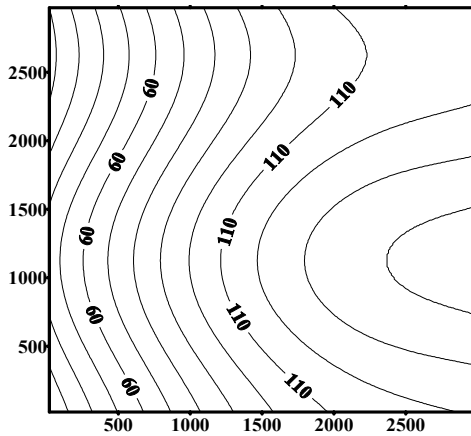


Рис. 3 – Рельефная поверхность, моделируемая формулами (10) и (11). Область расчета представляет площадь 300x300 точек с шагом 10м.

Числовые коэффициенты в формулах (10) и (11) приняты  $A=20$ ;  $A_1=18$ ;  $B= B_1=10$ ;  $C=0.12$ ;  $C_1 =0.08$ ;  $d=0.8$ . Изменяя эти коэффициенты, можно создать различные формы рельефа.

Область расчета представляет собой квадрат со сторонами 3x3 км (рис.3). Видно, что с запада на восток перепад высот составляет всего 120 м на 3км расстояния между крайними точками. С юга на север высота изменяется волнообразно. Оси смена знака высот расположены в координатах  $y = 1100$  м и  $y = 2500$  м. Таким образом, поверхность представляет собой местность со слабо выраженной орографией, имеющей один максимум и минимум высоты.

Анализ влияния рельефа на изменение структуры потока показаны на рис.4. Поля составляющих вектора ветра определялись для различных направлений над рельефной поверхностью и скорости ветра равной 2,5 м/с.

На рисунках представлено поле орографических вертикальных скоростей и угла отклонения орографического ветра от основного потока с направлением  $45^0$ .

В условиях заданного рельефа при направлении потока  $45^0$ , образуются в основном нисходящие вертикальные движения (рис. 4а). Максимум величин нисходящих движений ( $-20$  см/с) наблюдаются в юго-западной части расчетной области ( $Y = 300$ ,  $X = 100$ ), где происходит уменьшение высоты поверхности в направлении движения воздушного потока. Небольшая область восходящих движений присутствует на северных склонах холма ( $y = 2000$ ,  $X = 2750$ ), где восходящие движения достигают значений 2 см/с.

При обтекании потоком элементов рельефа (рис.4 б) происходит отклонение направления ветра на величину от 2 до 10 градусов. Интересно, что образуются две области обтекания препятствия, симметрично расположенные относительно его вершины

( $Y = 1750$ ,  $Y = 250$ ,  $X = 2750$ ). При иных направлениях потока расположение этих зон практически не изменяется, но изменяется величина и знак угла отклонения ветра.

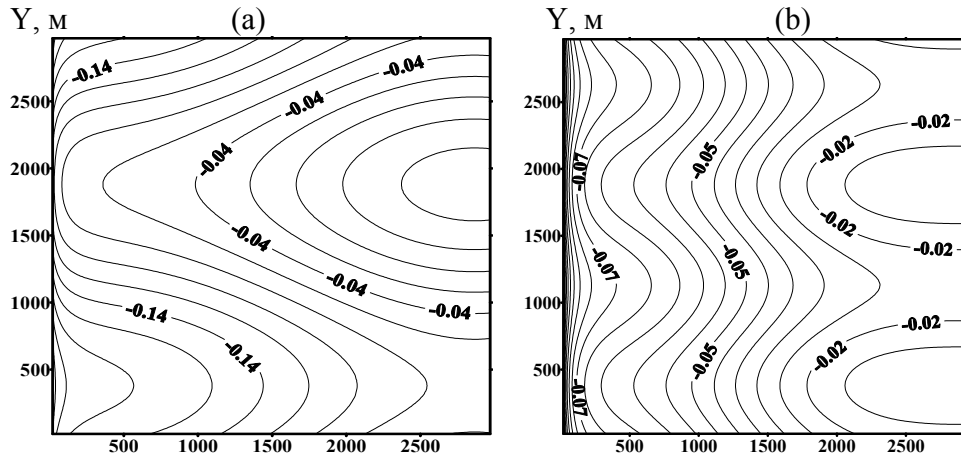


Рис. 4 – Пространственное поле орографической вертикальной скорости (а) и угла отклонения вектора ветра (б) от направления натекающего потока  $45^\circ$ .

Обтекание элементов рельефа создает новую структуру потока, что, естественно, ведет и к постоянным изменениям концентрации в направлении траектории движения облака примеси.

Особенности орографических колебаний полей концентрации можно изучать с помощью формулы полученной авторами в работе [7], которая учитывает изменение составляющих вектора скорости и коэффициента турбулентной обмена

$$q(x, y, z) = \frac{Q \cdot e}{4\pi k_y \sqrt{k_z}} \times \left( \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x_i^2 + y_j^2 + (z_r - h_{re})^2}{k_y k_z}} \sqrt{\frac{u_g^2 + v_g^2 + w_g^2}{k_y k_z}} + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{x_i^2 + y_j^2 + (z_r + h_{re} - 2z_0)^2}{k_y k_z}} \sqrt{\frac{u_g^2 + v_g^2 + w_g^2}{k_y k_z}} \right) \quad (12)$$

где  $u_g, v_g, w_g$  – составляющие вектора скорости рассчитываемые по формулам (2) и (3);  $x_i, y_j$  – декартовы координаты расчетной ячейки с учетом координат источника (задаются при численном решении),  $z_r = z_{rec} + \Delta z_{ij}$  – высота точки, в которой определяется концентрация, где  $\Delta z_{ij}$  – высота элемента рельефа;  $h_{re} = h_e + \Delta z_{ij}$  – высота оси факела примеси относительно элемента рельефа.

В качестве источника примеси выбран точечный промышленный источник характеристики которого приведены в методике ОНД-86 [4]: геометрическая высота 35м, диаметр устья трубы 1,4м, скорость выхода газов 7 м/с, температура газов 398К, температура окружающего воздуха 298К. Эффективная высота источника определялась по формулам из моделей [9,10]. Опасная скорость ветра для этого источника равна 2,74 м/с.

Источник при каждом направлении ветра располагался в той части расчетной области, откуда дует ветер. В результате получены поля вектора скорости и приземные концентрации. Концентрации ( $\text{мкг/м}^3$ ) в атмосферном воздухе вредных веществ рассчитывались по формуле (12).

На рис. 5 показаны подветренные концентрации вдоль оси факела на уровне рецептора  $z_{rec} = 1\text{ м}$ , а также орографическая изменчивость составляющих вектора скорости ветра. При направлении основного потока  $45^\circ$  или  $225^\circ$ , натекающего на рельефную поверхность, распределение высот рельефа по пути следования факела представлено линией 1 (рис.5а,б) соответственно.

На рис. 5а,б (линия 2а,б) показаны изменения величины и знака вертикальной скорости. При уменьшении высоты рельефа образуются нисходящие вертикальные движения, а при увеличении восходящие, величина которых зависит от градиента перепада высот. Если  $w_g = 0$ , то скорость ветра  $V_g$  равна скорости невозмущенного потока  $V_r$ . На этих же рисунках линии 3 показывают угол поворота ветра при обтекании препятствия, который зависит от разности углов наклона элемента рельефа. Орографические изменения направления ветра от направления основного потока, колеблется в пределах от 2 до 10 градусов.

Влияние рельефа местности на изменение поля концентраций примеси, исследовалось при двух режимах турбулентности, соответствующих примерно неустойчивой и слабо устойчивой стратификации. Величины  $k_z, k_y$  выбраны так, что бы при неустойчивой стратификации максимальная концентрация  $q_{\max}(x)$  находилась вблизи источника  $x_{\max} < 500\text{ м}$  ( $k_z = 2,5\text{ м}^2/\text{с}$  и  $k_y = 3,5\text{ м}^2/\text{с}$ ), а при устойчивой стратификации на удалениях от источника  $1000 < x_{\max} < 2000\text{ м}$  ( $k_z = 0,25\text{ м}^2/\text{с}$ ,  $k_y = 1,7\text{ м}^2/\text{с}$ ), не выходящих за пределы расчетной области.

Приземные концентрации для равнинной поверхности имеют следующие значения:  $q_{\max} \approx 200\text{ мкг/м}^3$ ,  $x_{\max} \approx 0,4\text{ м}$  и  $q_{\max} \approx 100\text{ мкг/м}^3$ ,  $x_{\max} \approx 1,5\text{ м}$  для различных метеорологических условий соответственно.

Расчет концентраций для неустойчивой стратификации представлен на рис. 5с,д. Линия 2 показывает изменение концентрации  $q(x, z_r)$  над рельефной поверхностью, а линией 3 над равнинной поверхностью. Когда источник расположен на возвышенности высотой 120м (рис.5с) и начальный перенос облака примеси происходит над поверхностью с малым перепадом высот, максимум концентрации расположен на расстояниях 300-400м от источника, а величина максимума  $q_{\max}(x)$  близка к аналогичной при равнинных условиях. Линии 2 практически не отличается от распределения при равнинных условиях.



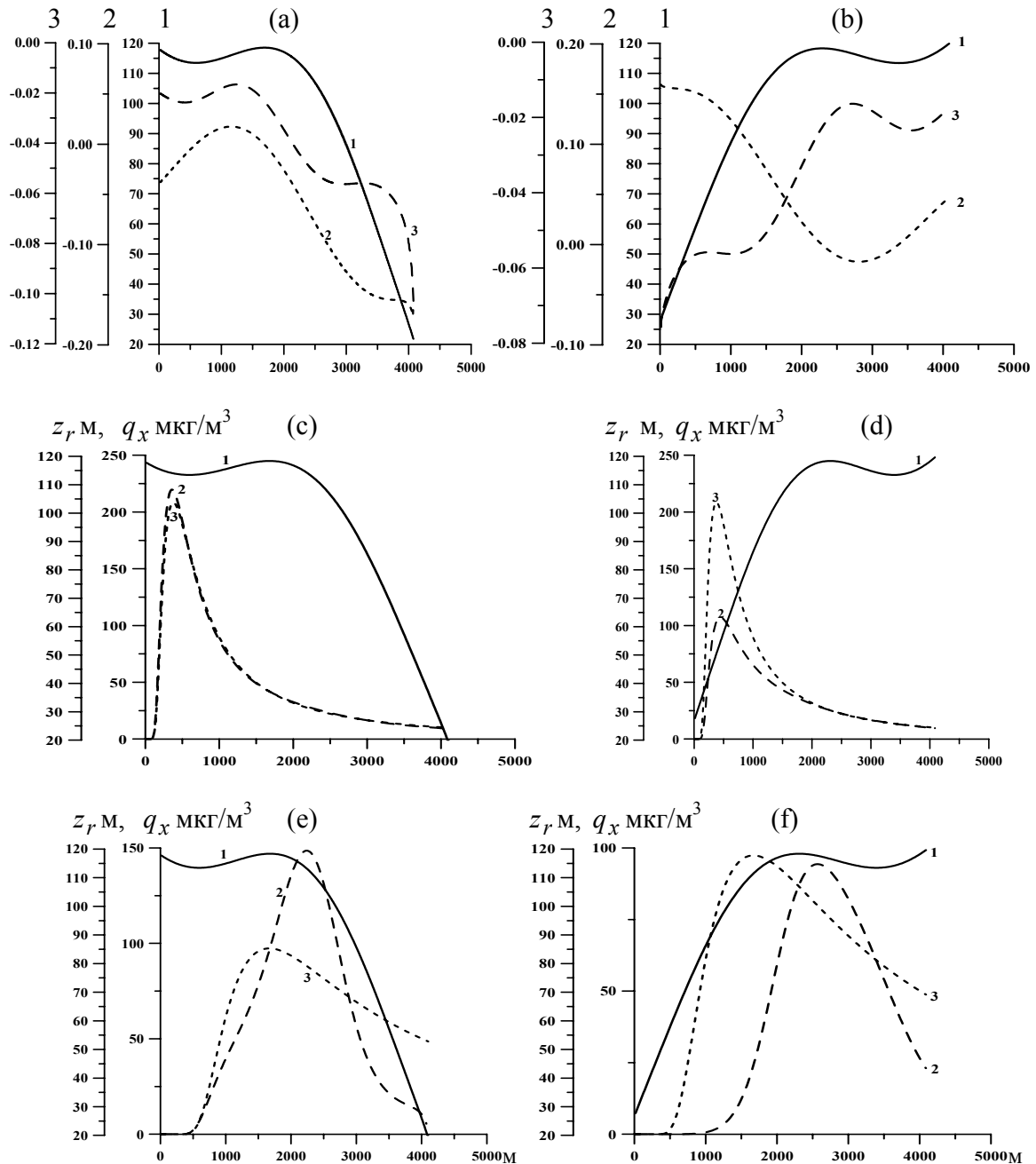


Рис. 5 – Высота рельефа  $z_r$ , м (линии 1 а, b, с, d, e, f), вертикальная скорость  $w$  м/с (линии 2а,б), угол поворота ветра в рельефе  $dd_r$  (линия 3а,б), концентраций  $q(x)$  мкг/м<sup>3</sup> над рельефом (линии 2 с,д,е,ф) и равнинной поверхностью (линии 3 с,д,е,ф).

В дальней зоне, за областью максимума, подветренные концентрации близки к аналогичному распределению при равнинных условиях. Когда источник расположен в низине (рис.5д) и перенос примеси происходит по поднимающемуся склону, над которым образуются восходящие движения, максимум концентрации уменьшается вдвое до

100 мкг/м<sup>3</sup>, сохраняя практически свое положение относительно источника, но смещаясь влево от направления основного потока.

В условиях устойчивой стратификации при слабой турбулентности (рис.5 е,с) зона максимальных концентраций образуется на больших расстояниях от источника  $1,5 \leq x_{\max} \leq 2$  км. При данном рельефе максимальные концентрации  $q_{\max}(x)$ , в зависимости от положения источника, находятся в области восходящих или нисходящих движений. Если источник расположен на вершине холма (рис.5е), а примесь переносится в зону нисходящих движений, то  $q_{\max}(x)$  растет. Если же источник расположен у подножья холма (рис.5f) и факел направлен в область восходящих движений, то  $q_{\max}(x)$  уменьшается. В обоих случаях  $x_{\max}$  увеличивается по сравнению с равнинными условиями.

Пространственное распределение концентрации при устойчивой стратификации проиллюстрировано на примере поля концентраций в плоскости ХУ (рис. 6а,б).

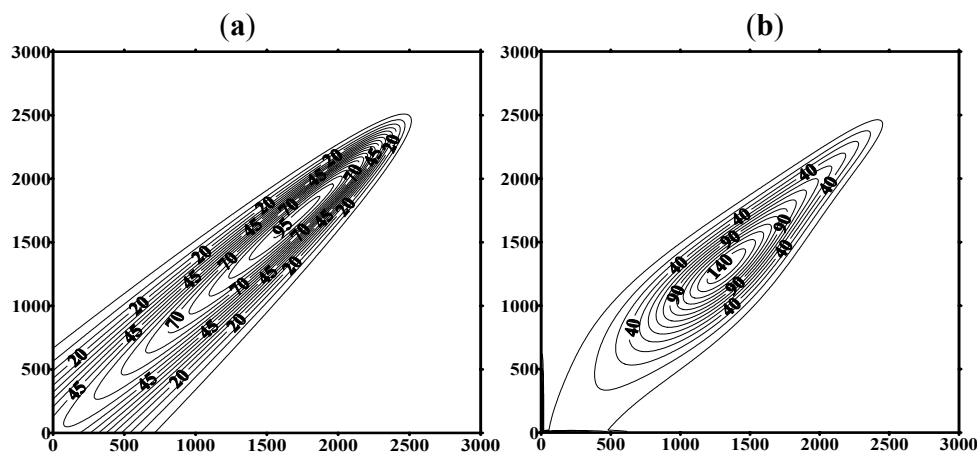


Рис.6– Поле концентраций примеси от источника, расположенного в верхнем правом углу расчетной области при устойчивой стратификации: (а) - без учета и (б)- с учетом рельефа.

На рис.6а показано поле  $q(x, y, z) = 1$  м над равнинной местностью. Максимум равняется примерно 100 мкг/м<sup>3</sup> и находится на расстоянии 1,6-1,8 км от источника. Ось факела направлена по вектору ветра основного потока. Ширина факела на расстоянии 2 км от источника составляет  $\sim 1$  км ( $0,1 q_{\max}$ ).

На рис.6б облако примеси движется в области нисходящих движений. Величина максимальных концентраций возрастает в 1,5 раза, до 150 мкг/м<sup>3</sup>, а область высоких концентраций удаляется от источника  $x_{\max} \approx 2,2$  км. След факела сужается, и он начинает поворачивать влево относительно основного направления ветра, следуя за орографическими изменениями ветра.

**Выводы.** В локальные модели загрязнения атмосферы включают метеорологические модели, позволяющие построить трехмерные поля скорости ветра над неоднородными подстилающими поверхностями. Это необходимо для обеспечения процедур ассимиляции метеорологических данных при расчетах полей концентраций [3].

В статье предлагается математически простой, но физически обоснованный алгоритм векторизации рельефа местности и воздушного потока, обтекающего элементы рельефа. Сам алгоритм реализуется в трехмерном поле рельефа и ветра и не требует больших затрат машинного времени.

Дальнейшее совершенствование метода потребует учета термической и динамической неоднородности потока, что позволит окончательно создать действенный метод построения трехмерного поля ветра для моделей локальной атмосферной диффузии, работающих без поддержки численных мезометеорологических моделей.

#### Список литературы

1. *Абрамов Ю.А., Тарасенко А.А.* Математическая модель локальных воздушных течений над поверхностью рельефа // Науковий вісник будівництва. Вип. 45. Харків: ХДТУБА, 2008. С. 132-139.
2. *Дородницын А.А.* Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения // Труды Центрального института прогнозов. Вып. 21. - М.: ЦИП, 1950. С. 3-25.
3. *Ковалец И.В.* Ассимиляция метеорологических данных в системах поддержки принятия решений // Математичні машини і системи, 2005, № 2. с. 154-167
4. ОНД-86. Методика расчета концентрации в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. – Л.: Гидрометеоздат, 1987.
5. *Перри С. Г.* Модель диффузии ЕРА для сложного рельефа: структура и характеристики // В сб. Международная конференция ВМО по моделированию загрязнения атмосферы и его применениям. Л.: Гидрометеоздат, 1986 С. 14-15.
6. *Степаненко С.Н.* Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – Одесса: Маяк, 1998.
7. *Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Тупцов С.В.* Решение уравнения турбулентной диффузии для стационарного точечного источника // Украинский гидрометеорологический журнал, 2008, № 3, с. 13-25.
8. *Zheleznyak M., Kovalets I., Sorokin Y., Dvorzhak A., Kushchan A., Bogorad S., Shlyahun N.* Implementation in Ukraine of the Rodos system // Proc. of International Symposium on “Off-site Nuclear Emergency Management – Capabilities and Challenges”. Austria. – 2003.
9. *Seaman N.* Meteorological modelling for air-quality assessments // Atmospheric Environment. – 2000. – Vol. 34. P. 2231 – 2259.
10. *Scire J.* A users guide for the CALMET meteorological model // Earth Tech, Inc. 2000. (<http://www.src.com/calpuff/calpuff1.htm>)

**Вплив рельєфу земної поверхні на рівень забруднення атмосферного повітря викидами промислових джерел.**

**С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин, Е.В. Іванова**

*Пропонується математично простий, але фізично обґрунтований алгоритм векторизації рельєфу місцевості і повітряного потоку. Алгоритм реалізується як в двовимірному так і тримірному полі рельєфу і вітру і не вимагає великих витрат машинного часу. Приведені результати оцінки впливу рельєфу на рівень забруднення атмосферного повітря промисловими джерелами.*

**Ключові слова:** *якість атмосферного повітря, вплив рельєфу місцевості, забруднення атмосфери.*

**Influence of relief of earthly surface on the level of contamination of atmospheric air the troop landings of industrial sources .**

**S. Stepanenko, V. Voloshin, E. Ivanova**

*Offered mathematically stand, but the physically grounded algorithm of vector field of relief and air currents. An algorithm will be realized in the two-dimensional and the three-dimensional field of relief and wind and does not require the machine time. The results of estimation of influencing of relief the level of contamination of atmospheric air industrial source.*

**Keywords:** *quality of atmospheric air, influencing the relief of pollutions atmospheric.*

## КОМПЛЕКСНА ОЦІНКА ЯКОСТІ ВОД ЗА РІЗНИМИ МЕТОДИКАМИ ТА ШЛЯХИ ЇЇ ВДОСКОНАЛЕННЯ

У статті виконано критичний аналіз комплексної оцінки якості вод за різними методиками (на прикладі р. Південний Буг - м. Первомайськ). Доведено, що спрямованість існуючих методик на різних споживачів і їх недоліки не дозволяють адекватно характеризувати якість вод як середовища мешкання живих організмів, у результаті чого за даними одного пункту спостережень води можна класифікувати від «чистих» до «катастрофічно забруднених». Перелічені недоліки існуючих методик і запропонована нова методика.

**Ключові слова:** комплексна оцінка, якість вод, показник якості, класифікація якості, екологічний стан, блок показників, ефект сумарної дії.

**Вступ.** Комплексна оцінка якості вод має важливе значення при організації мережі моніторингу, при визначенні пріоритетів водоохоронної діяльності, при плануванні водогосподарських заходів у галузі охорони довкілля.

Сучасні методики комплексної оцінки стану поверхневих вод не дозволяють адекватно характеризувати їх як середовище мешкання живих організмів (дати екологічну оцінку). Це пов'язано з тим, що деякі з них були розроблені з іншою метою, інші (наприклад [1]) мають ряд суттєвих недоліків.

Метою цієї роботи є аналіз комплексної оцінки якості вод за різними існуючими методиками (на прикладі р. Південний Буг - м. Первомайськ) та викладання методики ОДЕКУ, розробленої авторами, яка дозволяє дати адекватну екологічну оцінку стану вод.

**Матеріали і методи дослідження.** Діючі методики комплексної оцінки якості вод засновані на використанні наступних комплексних показників: індексу забруднення води (*IЗВ*), модифікованого (*IЗВ*), комплексного індексу забруднення (*КІЗ*), коефіцієнта забрудненості  $\chi$ , комплексного показника екологічного стану (*КПЕС*) і узагальненого екологічного індексу (*I<sub>E</sub>*). Розглянемо ці індекси.

**а)** *IЗВ* розраховується за шістьма показниками [2] ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ , НП, феноли, розчинений  $\text{O}_2$ , БСК<sub>5</sub>) згідно з формулою

$$IЗВ = (1/6) \sum (C_i / ГДК_i), \quad (1)$$

де  $C_i$  – середнє арифметичне значення показника якості води;

$ГДК_i$  – гранично допустима концентрація.

У формулі (1) для  $\text{O}_2$ ,  $ГДК$  ділиться на середнє значення його концентрації.

Оцінка якості води виконується за наступними класами: I – дуже чиста ( $IЗВ \leq 0,3$ ); II – чиста ( $0,3 < IЗВ \leq 1$ ); III – помірно забруднена ( $1 < IЗВ \leq 2,5$ ); IV – забруднена ( $2,5 < IЗВ \leq 4$ ); V – брудна ( $4 < IЗВ \leq 6$ ); VI – дуже брудна ( $6 < IЗВ \leq 10$ ); VII – надзвичайно брудна ( $IЗВ > 10$ ).

**б)** Модифікований *IЗВ* [3] розраховується теж по шості показниках: БСК<sub>5</sub> і  $\text{O}_2$  є обов'язковими, а інші чотири показника беруть з найбільшими відношеннями до  $ГДК$  зі списку:  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ , ХСК,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ , Fe загальне,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cr}^{6+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Hg}^{2+}$ ,  $\text{As}^{3+}$ , НП, СПАР.

**в)** При оцінки якості води за (*КІЗ*) проводиться триступенева класифікація [3].

Перший ступінь класифікації заснований на встановленні міри стійкості забруднення (повторюваності *P* випадків перевищення  $ГДК$ )

$$P_i = N_{ГДК_i} / N_i, \quad (2)$$

де  $N_{ГДК_i}$  – число результатів аналізу, в яких вміст *i*-го інгредієнта перевищує його гранично допустиму концентрацію;

$N_i$  – загальне число результатів аналізу *i*-го інгредієнта.

Другий ступінь класифікації ґрунтується на встановленні рівня забруднення, мірою якого є кратність  $K$  перевищення  $ГДК$

$$K_i = C_i / ГДК_i. \quad (3)$$

Оціночні бали визначаються за таблицями класифікації (табл. 1 і 2).

Таблиця 1 – Класифікація водних об'єктів за повторюваністю забруднення

Повторюваність, %	Характеристика забруднення води	Часткові оціночні бали	
		виражені умовно	абсолютні значення
0 ÷ 10	одиночна	a	1
10 ÷ 30	нестійка	b	2
30 ÷ 50	стійка	c	3
50 ÷ 100	характерна	d	4

Таблиця 2 – Класифікація водних об'єктів за рівнем забруднення

Кратність перевищення нормативів	Характеристика рівня забруднення	Часткові оціночні бали	
		виражені умовно	абсолютні значення
0 ÷ 2	низький	a <sub>1</sub>	1
2 ÷ 10	середній	b <sub>1</sub>	2
10 ÷ 50	високий	c <sub>1</sub>	3
50 ÷ 100	дуже високий	d <sub>1</sub>	4

При отриманні першого і другого ступенів класифікації води по кожному з інгредієнтів розраховують узагальнені оцінки якості води (табл. 3).

Таблиця 3 – Оцінка якісного стану води водних об'єктів за окремими показниками

Комплексна характеристика стану забрудненості води водних об'єктів	Загальні оціночні бали		Характеристика якості води водних об'єктів
	виражені умовно	абсолютні значення	
Одиночна забрудненість низького рівня	a x a <sub>1</sub>	1	слабо забруднена
- " - середнього рівня	a x b <sub>1</sub>	2	забруднена
- " - високого рівня	a x c <sub>1</sub>	3	брудна
- " - дуже високого рівня	a x d <sub>1</sub>	4	брудна
Нестійка забрудненість низького рівня	b x a <sub>1</sub>	2	забруднена
- " - середнього рівня	b x b <sub>1</sub>	4	брудна
- " - високого рівня	b x c <sub>1</sub>	6	дуже брудна
- " - дуже високого рівня	b x d <sub>1</sub>	8	дуже брудна
Стойка забрудненість низького рівня	c x a <sub>1</sub>	3	брудна
- " - середнього рівня	c x b <sub>1</sub>	6	дуже брудна
- " - високого рівня	c x c <sub>1</sub>	9	дуже брудна
- " - дуже високого рівня	c x d <sub>1</sub>	12	неприпустимо брудна
Характерна забрудненість низького рівня	d x a <sub>1</sub>	4	брудна
- " - середнього рівня	d x b <sub>1</sub>	8	дуже брудна
- " - високого рівня	d x c <sub>1</sub>	12	неприпустимо брудна
- " - дуже високого рівня	d x d <sub>1</sub>	16	неприпустимо брудна

Для заключного, третього ступеня класифікації  $KIЗ$  розраховується шляхом складання узагальнених оціночних балів  $S_i$  по усіх  $n$  показниках

$$KIЗ = \sum S_i. \quad (4)$$

Класифікація якості води (табл. 4) виконується у залежності від значення  $KIЗ$  і кількості лімітуючих показників забруднення (ЛПЗ). До ЛПЗ води відносять будь-

який показник, по якому значення  $S_i$  дорівнює 12 чи 16.

Таблиця 4 – Класифікація якості води водних об'єктів за значенням  $KI3$  та ЛПЗ

Клас якості води	Розряд класу якості	Характеристика забрудненості води	Величина $KI3$ з урахуванням ЛПЗ					
			без ЛПЗ	1ЛПЗ (k=0,9)	2ЛПЗ (k=0,8)	3ЛПЗ (k=0,7)	4ЛПЗ (k=0,6)	5ЛПЗ (k=0,5)
I	–	Слабо забруднена	1n	0,9n	0,8n	0,7n	0,6n	0,5n
II	–	Забруднена	1n÷2n	0,9n÷1,8n	0,8n÷1,6n	0,7n÷1,4n	0,6n÷1,2n	0,5n÷1,0n
III	–	Брудна	2n÷4n	1,8n÷3,6n	1,6n÷3,2n	1,4n÷2,8n	1,2n÷2,4n	1,0n÷2,0n
III	а	Брудна	2n÷3n	1,8n÷2,7n	1,6n÷2,4n	1,4n÷2,1n	1,2n÷1,8n	1,0n÷1,5n
III	б	Брудна	3n÷4n	2,7n÷3,6n	2,4n÷3,2n	2,1n÷2,8n	1,8n÷2,4n	1,5n÷2,0n
IV	а	Дуже брудна	4n÷6n	3,6n÷5,4n	3,2n÷4,8n	2,8n÷4,2n	2,4n÷3,6n	2,0n÷3,0n
IV	б	Дуже брудна	6n÷8n	5,4n÷7,2n	4,8n÷6,4n	4,2n÷5,6n	3,6n÷4,8n	3,0n÷4,0n
IV	в	Дуже брудна	8n÷10n	7,2n÷9,0n	6,4n÷8,0n	5,6n÷7,0n	4,8n÷6,0n	4,0n÷5,0n
IV	г	Дуже брудна	10n÷11n	9,0n÷9,9n	8,0n÷8,8n	7,0n÷7,7n	6,0n÷6,6n	5,0n÷5,5n

г) Коефіцієнт забрудненості  $\chi$  розраховується за формулою (5), наведеною у [4]

$$\chi = \Sigma [(N_i / C_{i,d}) \varphi(i)] / \Sigma \varphi(i), \quad (5)$$

де  $N_i$  – значення показника забрудненості;

$i$  – номер показника забрудненості в ранговій послідовності зі  $m$  показників;

$C_{i,d}$  – норматив (ГДК) показника;

$\varphi(i) = i / 2^{i-1}$  – вагова функція;

$\Sigma \varphi(i)$  – приведена кількість показників.

Як основні приймаються такі показники забрудненості з відповідною ранговою послідовністю ( $i$ ):  $BCK_5$  ( $i = 1$ );  $NH_4^+$  ( $i = 2$ ); нафтопродукти ( $i = 3$ );  $O_2$  ( $i = 4$ ). Ранги іншим показникам встановлюють експертно або за співвідношенням  $N_i / C_{i,d}$ .

В залежності від значення коефіцієнта  $\chi$  складено атестаційну шкалу по оцінці ступеня забрудненості водного середовища (табл. 5).

Таблиця 5 – Інтегральна оцінка ступеня забрудненості водного середовища

Коефіцієнт забруднення вод $\chi$	Якісна оцінка ступеня забрудненості
До 1,00	Нешкідлива (чиста)
1 – 1,99	Мала
2 – 2,99	Припустима
3 – 3,99	Істотна
4 – 5,00	Інтенсивна
Більш 5,00	Катастрофічна

д) Середнє значення  $KПЕС_{СЕР}$  розраховується за формулою (6), наведеною у [5]

$$KПЕС_{СЕР} = (1/m) \Sigma KПЕС_i, \quad (6)$$

де  $m$  – кількість блоків показників якості вод (значень  $KПЕС_i$ ).

З  $m$  блоків показників якості вод до першого входять показники, які не мають ефекту спільної дії, в інші блоки входять показники, які мають цей ефект.

Для першого блоку комплексний показник розраховується за формулою

$$KПЕС = (1/n) \Sigma ПЕС_i, \quad (7)$$

де  $n$  – кількість показників у першому блоці;

$ПЕС_i$  – показник екологічного стану, який розрахований для  $i$ -го показника якості.

Значення  $ПЕС_i$  для  $i$ -го показника розраховуються за формулами:

$$ПЕС_i = a_i (H_i - P_i) / H_i, \quad (8)$$

$$ПЕС_i = a_i (P_i - H_i) / H_i, \quad (9)$$

де  $a_i$  – коефіцієнт вагомості  $i$ -го показника;



$P_i, H_i$  – значення показника (концентрація речовини) і його норматив.

Формула (8) використовується при обмеженні значень показника зверху. Для показників, обмежених знизу ( $O_2$ ), використовується формула (9). При нормуванні показника (рН) у вигляді допустимого інтервалу  $[H_{min} < P_i \leq H_{max}]$  значення  $ПЕС_i$  розраховується за формулою (8), якщо значення показника перевищує  $H_{max}$ ; якщо значення показника нижче  $H_{min}$ , то  $ПЕС$  розраховується за формулою (9). Якщо показник знаходиться в середині інтервалу, то розрахунок проводиться за формулами (8) і (9), а як  $ПЕС_i$  береться мінімальне з отриманих значень.

Коефіцієнт вагомості  $a$   $i$ -го показника пов'язано з класом небезпеки. Якщо ступінь небезпеки зростає зі збільшенням номера класу ( $кл$ ), то  $a_i = кл$ ; якщо ступінь небезпеки зменшується зі збільшенням номера класу –  $a_i = 1/кл$ . Якщо клас небезпеки не вказано, то береться клас на один розряд нижче від мінімально небезпечного класу.

Для блоків з показниками якості, які мають ефект спільної дії,  $КПЕС$  розраховується за формулою

$$КПЕС = 1 - \sum (P_i / H_i). \quad (10)$$

За санітарними нормами ефект сумарної дії мають показники 1 і 2 класів небезпеки з однаковою лімітуючою ознакою шкідливості (ЛОШ), за рибогосподарськими – з однаковою ЛОШ (без врахування класу небезпеки).

Екологічний стан водного об'єкту класифікується наступним чином: при  $КПЕС_{МИН} < 0$  і  $КПЕС_{СЕР} < 0$  стан нестійкий; при  $КПЕС_{МИН} > 0$  і  $КПЕС_{СЕР} > 0$  – стійкий; при  $КПЕС_{МИН} < 0$  і  $КПЕС_{СЕР} > 0$  – стійкий з чортами нестійкості.

е) Узагальнений екологічний індекс  $I_E$  розраховується згідно з методикою [1], у відповідності з якою усі показники якості групуються у три блока:

- критерії сольового складу;
- трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні) критерії;
- критерії вмісту специфічних речовин токсичної і радіаційної дії.

Далі визначаються номери категорії по кожному показнику у блоках (таблиці класифікацій наводяться у [1]), розраховуються середні блокові індекси ( $I_1, I_2, I_3$ ); узагальнюється екологічний індекс  $I_E$  (осереднюється) по трьох блоках і оцінюється узагальнений клас та категорія якості за таблицею, яка також наведена у [1].

**Результати дослідження та їх аналіз.** Комплексна оцінка якості води за період з 2002 по 2004 роки у створі р. Південний Буг – м. Первомайськ була проведена за вище наведеними індексами, за рибогосподарськими нормами і методикою ОДЕКУ.

а) Значення індексу забруднення води  $ІЗВ$ , розрахунок якого наведено у табл. 6, буде дорівнювати:  $ІЗВ = 4,38/6 = 0,73$ . Вода с таким  $ІЗВ$  має клас **2 (чиста)**.

Таблиця 6 – Оцінка якості води за індексом забруднення  $ІЗВ$

№	Показник	$ГДК_i$	$C_i$	$C_i / ГДК_i$
1	Розчинений кисень	6,0	10,9	0,55
2	БСК	3,0	3,7	1,23
3	Амоній іон	0,5	0,50	1,00
4	Нітрити	0,08	0,077	0,96
5	Нафтопродукти	0,05	0,032	0,64
6	Феноли	0,001	0,00	0,00
$\Sigma$				4,38

б) Розрахунок за модифікованим  $ІЗВ$  (табл. 7) дозволив встановити, що при врахуванні показників з найбільшим відношенням до ГДК (у нашому випадку це хром, марганець, цинк та залізо) значення  $ІЗВ$  дорівнює:  $ІЗВ = 28,82/6 = 4,80$ . При такому значенні  $ІЗВ$ , вода вже класифікується не як **чиста**, а як **брудна** (клас 5).

Істотними недоліками методики, що ґрунтується на використанні  $ІЗВ$ , є

обмеженість набору показників, за якими класифікується вода, залежність оцінки від цього набору показників і відсутність врахування сумарної дії речовин.

Таблиця 7 – Оцінка якості води за модифікованим *ІЗВ*

№	Показник	$ГДК_i$	$C_i$	$C_i / ГДК_i$
1	Розчинений кисень	6,0	10,9	0,55
2	БСК	3,0	3,7	1,23
3	Хром (6+)	0,001	0,0109	10,9
4	Марганець	0,01	0,106	10,6
5	Цинк	0,01	0,0376	3,76
6	Залізо	0,10	0,178	1,78
Σ				28,82

в) При використанні комплексного індексу забруднення *КІЗ* (табл. 8) отримано, що при  $n = 19$  і 2 ЛПЗ (з використанням табл. 4) якість води за  $КІЗ = 59 = (59/19)n = 3,1n$  необхідно класифікувати як **ШБ (брудна)**.

Таблиця 8 – Оцінка якості води за комплексним індексом забруднення *КІЗ*

Показник	$P_i$	Бал	$K_i$	Бал	Заг. бал	Характеристика якості	ЛПЗ
БСК	0,833	4	1,25	1	4	брудна	0
pH	0,111	2	0,99	1	2	забруднена	0
Розч. кисень	0,00	1	0,55	1	1	слабо забруднена	0
Амоній	0,139	2	1,00	1	2	забруднена	0
Нітрити	0,083	1	0,96	1	1	слабо забруднена	0
Залізо	0,917	4	1,78	1	4	брудна	0
Магній	0,00	1	0,74	1	1	слабо забруднена	0
Марганець	0,750	4	10,62	3	12	<b>неприп. брудна</b>	1
Свинець	0,650	4	0,17	1	4	брудна	0
Хром (6+)	0,833	4	10,94	3	12	<b>неприп. брудна</b>	1
Цинк	0,750	4	3,76	2	8	дуже брудна	0
СПАВ	0,00	1	0,10	1	1	слабо забруднена	0
Нітрати	0,00	1	0,15	1	1	слабо забруднена	0
Натрій	0,00	1	0,17	1	1	слабо забруднена	0
Калій	0,00	1	0,41	1	1	слабо забруднена	0
Кальцій	0,00	1	0,43	1	1	слабо забруднена	0
Хлориди	0,00	1	0,17	1	1	слабо забруднена	0
Сульфати	0,00	1	0,67	1	1	слабо забруднена	0
Нафтопродукти	0,00	1	0,64	1	1	слабо забруднена	0
Σ					<b>КІЗ=59</b>		<b>2</b>

Отже, комплексна оцінка збігається з оцінкою за модифікованим *ІЗВ*.

Як і при використанні *ІЗВ* в методиці не враховується ефект сумарної дії речовин.

г) При розрахунку коефіцієнта забрудненості ( $\chi$ ) (табл. 9) з пріоритетами (стовпчики 4, 5, 6 у табл. 9) перші чотири ранги отримують такі показники: БСК; амоній; НП і розчинений  $O_2$ . Інші показники ранжовані в спадному порядку за співвідношенням  $C_i/ГДК_i$ .

Значення коефіцієнта забрудненості  $\chi$  дорівнює  $8,9609 / 3,9999 = 2,24$ , і якість води класифікується (табл. 5) як **допустимо забруднена**.

При ранжуванні усіх показників за співвідношенням  $C_i / ГДК_i$  без встановлення пріоритетів (стовпчики 7, 8, 9 у табл. 9)  $\chi$  дорівнює  $26,0635 / 3,9999 = 6,52$ . У такому

випадку якість води вже класифікується як **катастрофічно забруднена**.

Таблиця 9 – Оцінка якості води за критерієм забрудненості  $\chi$ 

№ п/п	Показник	$C_i / ГДК_i$	3 пріоритетами			Без пріоритетів		
			Ранг	$\varphi(i)$	$\varphi(i)C_i / ГДК_i$	Ранг	$\varphi(i)$	$\varphi(i)C_i / ГДК_i$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	БСК	1,25	<b>1</b>	1,000000	1,24549	5	0,312500	0,38922
2	pH	0,99	9	0,035156	0,03471	7	0,109375	0,10799
3	Розч. O <sub>2</sub>	0,55	<b>4</b>	0,500000	0,27419	12	0,005859	0,00321
4	Амоній	1,00	<b>2</b>	1,000000	1,00328	6	0,187500	0,18812
5	Нітрити	0,96	10	0,019531	0,01883	8	0,062500	0,06027
6	Залізо	1,78	8	0,062500	0,11130	4	0,500000	0,89042
7	Магній	0,74	11	0,010742	0,00799	9	0,035156	0,02617
8	Марганець	10,62	5	0,312500	3,31755	2	1,000000	10,61616
9	Свинець	0,17	16	0,000488	0,00009	16	0,000488	0,00009
10	Хром (6+)	10,94	6	0,187500	2,05164	1	1,000000	10,94208
11	Цинк	3,76	7	0,109375	0,41088	3	0,750000	2,81746
12	СПАВ	0,10	19	0,000072	0,00001	19	0,000072	0,00001
13	Нітрати	0,15	18	0,000137	0,00002	18	0,000137	0,00002
14	Натрій	0,18	15	0,000916	0,00016	15	0,000916	0,00016
15	Калій	0,43	13	0,003174	0,00136	13	0,003174	0,00136
16	Кальцій	0,43	14	0,001709	0,00074	14	0,001709	0,00074
17	Хлориди	0,17	17	0,000259	0,00005	17	0,000259	0,00005
18	Сульфати	0,67	12	0,005859	0,00393	10	0,019531	0,01309
19	НП	0,64	<b>3</b>	0,750000	0,47867	11	0,010742	0,00686
<b>Σ</b>				<b>3,9999</b>	<b>8,9609</b>		<b>3,9999</b>	<b>26,0635</b>

Недоліком методики є вага залежність оцінки якості води від способу ранжування показників. Як і в попередніх методиках в ній не враховується ефект сумарної дії речовин.

д) При оцінці якості води за допомогою комплексного показника *КПЕС* (табл. 10) отримані наступні результати: середнє значення  $КПЕС_{СЕР}$  складає  $(0,152-17,44-12,68+0,36)/4 = -7,4$ , а мінімальне значення  $КПЕС_{МИН}$  дорівнює **-17,4**. Екологічний стан об'єкта у відповідності з методикою визначається як **нестійкий** ( $КПЕС_{МИН} < 0$  і  $КПЕС_{СЕР} < 0$ ).

Таблиця 10 – Оцінка якості води за комплексним показником *КПЕС*

ЛОШ	Показник	$C_{Ei}$ , мг/дм <sup>3</sup>	$ГДК_{i3}$ , мг/дм <sup>3</sup>	$ГДК_i - C_{Ei}$	<i>ПЕС</i>	<i>КПЕС</i>
–	Завислі речовини	19,1	фон+0,25	0,25	0,013	
–	БСК	3,7	3,0	-0,7	-0,233	
–	pH	8,4	6,5 – 8,5	0,10	0,011	
–	Розч. Кисень	10,9	6,0	4,9	0,817	
<b>Σ</b>					<b>0,608</b>	<b>0,15</b>
Токси- коло- гічна	Амоній	0,50	0,50	–	1,00	
	Нітрити	0,077	0,08	–	0,96	
	Залізо	0,18	0,10	–	1,80	
	Марганець	0,106	0,01	–	10,60	
	Свинець	0,018	0,10	–	0,18	
	СПАВ	0,052	0,50	–	0,10	
	Цинк	0,038	0,010	–	3,80	
<b>Σ</b>					<b>18,44</b>	<b>-17,44</b>

## Продовження таблиці 10

Сани- тарно- токси- коло- гічна	Хром (6+)	0,0109	0,001	–	10,90	
	Нітрати	5,9	40,0	–	0,15	
	Натрій	21,7	120	–	0,18	
	Калій	21,6	50,0	–	0,43	
	Кальцій	77,5	80	–	0,43	
	Магній	29,8	40,0	–	0,75	
	Хлориди	52	300	–	0,17	
	Сульфати	67	100	–	0,67	
Σ					<b>13,68</b>	<b>-12,68</b>
Р/г	Нафтопродукти	0,032	0,05	–	<b>0,64</b>	<b>0,36</b>

На відміну від попередніх в методиці враховується ефект сумарної дії речовин. Однак, оцінка за цією методикою є трибальною (немає категорій стійкості і категорій нестійкості), тому її важко порівняти з оцінками за іншими методиками, які розглядаються.

е) Оцінка якості води за допомогою узагальненого індексу  $I_E$ , який розраховується за методикою [1] (табл. 11), показує, що значення узагальненого екологічного індексу води складає  $I_E = (2,3+3,9+4,4)/3=3,5$ . Звідси, розглядувана вода має категорію **4 (слабо забруднена)**.

Таблиця 11 – Екологічна оцінка якості вод [1]

Показник	Значення	Категорія	Клас	Індекс
Сольовий склад				
Мінералізація, мг/дм <sup>3</sup>	584	2	II	$I_1 =$ $= (2+2+3)/3 =$ $= 7/3 = \mathbf{2,33}$
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	311 (5,02)			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	67,0 (1,39)	2	II	
Cl <sup>-</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	52,1 (1,47)	3	II	
Ca <sup>2+</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	77,5 (3,87)			
Mg <sup>2+</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	28,0 (2,30)			
Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> , мг/дм <sup>3</sup> , (мг-екв./дм <sup>3</sup> )	43,3 (1,49)			
Трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні)				
Завислі речовини, мг/дм <sup>3</sup>	19,1	3	II	$I_2 = (3+5+4+5+6+$ $+5+1+2+4)/9 =$ $= 35/9 = \mathbf{3,88}$
pH	8,4	5	III	
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мгN/дм <sup>3</sup>	0,39	4	III	
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мгN/дм <sup>3</sup>	0,023	5	III	
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мгN/дм <sup>3</sup>	1,33	6	IV	
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мгP/дм <sup>3</sup>	0,20	5	III	
Розчинений кисень, мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>	10,9	1	I	
Біхроматне окислення, мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>	9,5	2	II	
БСК <sub>5</sub> , мгO <sub>2</sub> /дм <sup>3</sup>	3,7	4	III	
Специфічні речовини (токсичні)				
Мідь, мкг/дм <sup>3</sup>	22	5	III	$I_3 = (5+4+4+5+4+$ $+5+3+5)/8 =$ $= 35/8 = \mathbf{4,38}$
Цинк, мкг/дм <sup>3</sup>	38	4	III	
Свинець, мкг/дм <sup>3</sup>	18	4	III	
Хром (6+), мкг/дм <sup>3</sup>	11	5	III	
Залізо, мкг/дм <sup>3</sup>	178	4	III	
Марганець, мкг/дм <sup>3</sup>	106	5	III	
Нафтопродукти, мкг/дм <sup>3</sup>	32	3	II	
СПАВ, мкг/дм <sup>3</sup>	52	5	III	[ $I_3 = (5+4+$ $+3+5)/4 =$ $= 17/4 = 4,25$ ]

Примітка: В табл. 11 показники якості води амоній іон, нітрити і нітрати переведені в азот амонійний, азот нітритний і азот нітратний відповідно, аналогічно фосфати – в фосфор фосфатів.

Недоліки методики [1]:

1) При розробці методики не враховані рибогосподарські ГДК речовин, які в найбільшій мірі наближені до екологічних ГДК.

2) Немає можливості враховувати речовини, що не входять до переліку показників, які містяться в методиці.

В переліку рибогосподарських ГДК міститься близько тисячі забруднювальних речовин. В методиці екологічної оцінки якості поверхневих вод їх близько 30. Будь-яка забруднювальна речовина з тисячі, яка не входить до методики, не буде врахована при оцінці якості води, навіть якщо її концентрація дуже велика.

3) Не враховується ефект сумарної дії речовин.

4) На другому етапі оцінки кожному показнику присвоюється номер категорії (індекс), який не залежить від значення показника в границях цієї категорії.

Наприклад, показник «залізо» має категорію 4 у межах 101 – 500 мкг/дм<sup>3</sup>. Це означає, що значення показника може дорівнювати 101, 178 (табл. 11) або 500 мкг/дм<sup>3</sup>, все одно, для подальшого узагальнення він отримує індекс 4.

5) Максимальний індекс, який може отримати показник якості, дорівнює 7 незалежно від його значення (від кратності перевищення ГДК).

Останній недолік може суттєво знизити значення узагальненого індексу  $I_E$ .

ж) Оцінка якості за рибогосподарськими нормами [6] виконується методом зіставлення значень показників якості вод з їх нормативами:

якщо показники не мають ефекту сумарної дії, то значення кожного показника ( $C_i$ ) повинно бути не більше за норматив ( $ГДК_i$ )

$$C_i \leq ГДК_i; \quad (11)$$

якщо  $m$  показників мають ефект сумарної дії, то необхідно, щоб сума значень цих показників в частках від ГДК ( $\psi$ ) була не більше за одиницю

$$\psi = \sum (C_i / ГДК_i) \leq 1. \quad (12)$$

Співставлення показників з нормативами наведено в табл. 12, з аналізу якої можна зробити висновок, що вода в р. Південний Буг не відповідає рибогосподарським нормам за вмістом органічних речовин (БСК = 3,7 > 3,0), а також за вмістом забруднювальних речовин з токсикологічною (сума концентрацій в частках від ГДК складає 18,4) і санітарно-токсикологічною (сума концентрацій в частках від ГДК складає 13,7) ЛОШ. Основними забруднювальними речовинами є: хром (перевищення ГДК в 10,9 раз), марганець (в 10,6 раз), цинк (в 3,8 раз) и залізо (в 1,8 раз).

Таблиця 12 - Оцінка якості вод за рибогосподарськими нормами

ЛОШ	Показник	Од. вим.	$C_i$	$ГДК_i$	$C_i/ГДК_i$
–	Завислі речовини	мг/дм <sup>3</sup>	19,1	фон+0,25	–
–	БСК	-"	3,7	3,0	–
–	рН	–	8,4	6,5 – 8,5	–
–	Розчинений кисень	мг/дм <sup>3</sup>	10,9	6,0	–
Токси- коло- гічна	Амоній	-"	0,50	0,50	1,00
	Нітрити	-"	0,077	0,08	0,96
	Залізо	-"	0,18	0,1	1,80
	Марганець	-"	0,106	0,01	10,60
	Свинець	-"	0,018	0,10	0,18
	СПАВ	-"	0,052	0,50	0,10
	Цинк	-"	0,0376	0,010	3,76
$\Sigma$					<b>18,40</b>

## Продовження таблиці 12

Сани- тарно- токси- коло- гічна	Хром (6+)	-"	0,0109	0,001	10,90
	Нітраги	-"	5,9	40,0	0,15
	Натрій	-"	21,7	120	0,18
	Калій	-"	21,6	50,0	0,43
	Кальцій	-"	77,5	180	0,43
	Магній	-"	29,8	40,0	0,74
	Хлориди	-"	52	300	0,17
	Сульфати	-"	67	100	0,67
Σ					<b>13,67</b>
Р/г	Нафтопродукти	-"	0,032	0,05	-

з) Методика ОДЕКУ розроблена авторами статті на основі аналізу розглянутих вище методик. У ній враховано усі виявлені недоліки: використовуються рибогосподарські ГДК; перелік показників не обмежений; враховується ефект сумарної дії; узагальнюються співвідношення значень показників якості з їх ГДК. Розроблено нову шкалу категорій якості (табл. 13) на основі одиниць хронічної токсичності [1]. Назва категорій якості співпадає з наведеними у [1].

Таблиця 13 – Екологічна класифікація якості поверхневих вод за методикою ОДЕКУ

Категорія якості	1	2	3	4	5	6	7
$I_{EK}$	$\leq 0,25$	$0,26 \div 0,50$	$0,51 \div 1,00$	$1,01 \div 2,00$	$2,01 \div 4,00$	$4,01 \div 8,00$	$> 8,00$
Характеристика якості води	дуже чиста	чиста	досить чиста	слабо забруднена	помірно забруднена	брудна	дуже брудна

У роботі [7] було запропоновано вдосконалення методики [1], але у цій роботі не усунуті недоліки («4» і «5»).

В методиці ОДЕКУ для врахування ефекту сумарної дії речовин розглядається вісім блоків показників: 1) мінералізація; 2) трофо-сапробіологічні; 3) із загальносанітарною ЛОШ; 4) із токсикологічною ЛОШ; 5) із санітарно-токсикологічною ЛОШ; 6) із органолептичною ЛОШ; 7) із рибогосподарською ЛОШ; 8) радіаційної дії.

Для другого та восьмого блоків узагальнений блоковий індекс розраховується, як середнє значення ряду з  $n$  показниками за формулою (13), а для третього – сьомого блоків осереднення не здійснюється і розрахунок блокового індексу виконується за формулою (14):

$$I_j = (1/n) \sum (C_i / ГДК_i), \quad (13)$$

$$I_j = \sum (C_i / ГДК_i). \quad (14)$$

При розрахунку  $I_j$  використовуються рибогосподарські ГДК і ЛОШ. Якщо деякий показник не нормований у рибогосподарських нормах, але він є в методиці [1], то для нього як норму можна прийняти значення межі між 3 і 4 категоріями (табл. 14).

Таблиця 14 – Критерії якості поверхневих вод

Показник	Межа між 3 і 4 категоріями	ГДК <sub>Р/Г</sub>
<b>Мінералізація</b>		
Сума іонів, мг/дм <sup>3</sup>	1000	-
<b>Трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні) показники</b>		
Завислі речовини, мг/дм <sup>3</sup>	20	фон+0,75
Прозорість, м	>0,60	-
Розчинений кисень, мг/дм <sup>3</sup>	>7,0	>6,0

## Продовження таблиці 14

Запах, бали	-	2
Перманганатне окислення, мг/дм <sup>3</sup>	8,0	-
Біхроматне окислення (ХПК), мг/дм <sup>3</sup>	25,0	-
БСК <sub>5</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	2,1	3,0
Фосфор фосфатів, мг/дм <sup>3</sup>	0,05	-
Біомаса фітопланктону, мг/дм <sup>3</sup>	2,0	-
Індекс самоочищення-самозабруднення (A/R)	0,8-1,2	-
Чисельність бактеріопланктону, млн.кл/см <sup>3</sup>	2,5	-
Чисельність сапрофітних бактерій, тис.кл/см <sup>3</sup>	5,0	-
<b>Показники з токсикологічною ЛОШ</b>		
Ртуть, мг/дм <sup>3</sup>	0,0002	0,00001
Кадмій, мг/дм <sup>3</sup>	0,0002	0,005
Мідь, мг/дм <sup>3</sup>	0,002	фон+0,001
Свинець, мг/дм <sup>3</sup>	0,01	0,10
СПАР, мг/дм <sup>3</sup>	0,02	0,50
Миш'як, мг/дм <sup>3</sup>	0,005	0,05
Марганець, мг/дм <sup>3</sup>	0,05	0,01
Ціаніди, мг/дм <sup>3</sup>	0,01	0,05
<b>Показники з санітарно-токсикологічною ЛОШ</b>		
Азот нітратний, мг/дм <sup>3</sup>	0,50	9,1
Натрій, мг/дм <sup>3</sup>	-	120
Магній, мг/дм <sup>3</sup>	-	40,0
Хром (6+), мг/дм <sup>3</sup>	0,005	0,001
<b>Показники з рибогосподарською ЛОШ</b>		
Нафтопродукти, мг/дм <sup>3</sup>	0,05	0,05
Феноли, мг/дм <sup>3</sup>	0,001	0,001
<b>Показники радіаційної дії</b>		
Сумарна β-активність	1,0*10 <sup>-11</sup>	-
<sup>90</sup> Sr	3,0*10 <sup>-12</sup>	-
<sup>137</sup> Cs	5,0*10 <sup>-12</sup>	-

Узагальнена оцінка отримується у результаті осереднення  $m$  блокових індексів

$$I_{EK} = (1/m) \sum I_j. \quad (15)$$

Категорія якості поверхневих вод встановлюється за значенням  $I_{EK}$  і табл. 13.

Узагальнений індекс якості води в р. Південний Буг – м. Первомайськ за формулою (15) складає (табл. 15)

$$I_{EK} = \{0,58+0,82+18,38+0,64+13,67\}/5 = 6,8.$$

Таким чином, за методикою ОДЕКУ вода у створі, який розглядається, відноситься (табл. 13) до **6** категорії і характеризується як **брудна**.

Таблиця 15 – Комплексна оцінка якості вод за методикою ОДЕКУ

Показник	Значення ( $C_i$ ), мг/дм <sup>3</sup>	Гранична норма ( $ГДК_i$ )	$C_i / ГДК_i$	$I_j$
Мінералізація, мг/дм <sup>3</sup>	584	1000	0,58	$I_1 = 0,58$
<b>Трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні) показники</b>				
Завислі речовини, мг/дм <sup>3</sup>	19,1	20	0,96	$I_2 = (0,96 + 0,99 + 0,55 + 0,38 + 1,23)/5 = 4,11/5 = 0,82$
pH	8,4	6,5-8,5	0,99	
Розчинений кисень, мг/дм <sup>3</sup>	10,9	6,0	0,55	
Біхроматне окисл., мг/дм <sup>3</sup>	9,5	25,0	0,38	
БСК <sub>5</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	3,7	3,0	1,23	



## Продовження таблиці 15

Показники з токсикологічною ЛОШ				
Амоній, мг/дм <sup>3</sup>	0,50	0,50	1,00	$I_3 = 1,00 + 0,96 +$ $+ 3,76 + 0,18 + 0,10 +$ $+ 1,78 + 10,6 = 18,38$  $[ I_3 = 1,00 + 0,96 +$ $+ 0,18 + 0,10 = 2,24 ]$
Нітрити, мг/дм <sup>3</sup>	0,077	0,08	0,96	
Цинк, мг/дм <sup>3</sup>	0,0376	0,01	3,76	
Свинець, мг/дм <sup>3</sup>	0,018	0,10	0,18	
СПАР, мг/дм <sup>3</sup>	0,052	0,50	0,10	
Залізо, мг/дм <sup>3</sup>	0,178	0,10	1,78	
Марганець, мг/дм <sup>3</sup>	0,106	0,01	10,6	
Показники з рибогосподарською ЛОШ				
Нафтопродукти, мг/дм <sup>3</sup>	0,032	0,05	0,64	$I_4 = 0,64$
Показники з санітарно-токсикологічною ЛОШ				
Нітрати, мг/дм <sup>3</sup>	5,9	40,0	0,15	$I_5 = 0,15 + 10,9 +$ $+ 0,18 + 0,43 + 0,43 +$ $+ 0,74 + 0,17 + 0,67 =$ $= 13,67$  $[ I_5 = 0,15 + 0,18 +$ $+ 0,43 + 0,43 + 0,74 +$ $0,17 + 0,67 = 2,77 ]$
Хром (6+), мг/дм <sup>3</sup>	0,0109	0,001	10,9	
Натрій, мг/дм <sup>3</sup>	21,7	120	0,18	
Калій, мг/дм <sup>3</sup>	21,6	50,0	0,43	
Кальцій, мг/дм <sup>3</sup>	77,5	180	0,43	
Магній, мг/дм <sup>3</sup>	29,8	40,0	0,74	
Хлориди, мг/дм <sup>3</sup>	52	300	0,17	
Сульфати, мг/дм <sup>3</sup>	67	100	0,67	

Отримана характеристика якості води (категорія **6 – брудна**) суттєво відрізняється від методики [1] (категорія **4 – слабо забруднена**).

При відсутності показників зі значним перевищенням ГДК оцінки за методиками ОДЕКУ і [1] можуть збігатися. Наприклад, при відсутності цинку, заліза, марганцю та хрому (табл. 15, значення блокових індексів у квадратних скобках) узагальнений індекс буде дорівнювати  $I_{ЕК} = (0,58 + 0,82 + 2,24 + 0,64 + 2,77) / 5 = 1,4$ . За табл. 13 це відповідає категорії **4 (слабо забруднена)**. Індекс за методикою [1], як і раніше, буде дорівнювати (табл. 11, блоковий індекс у квадратних скобках)  $I_E = (2,3 + 3,9 + 4,2) / 3 = 3,5$  – категорія **4 (слабо забруднена)**. У даному випадку оцінка за [1] не зреагувала на виключення чотирьох показників з найбільшим перевищенням ГДК.

### Висновки

Аналіз результатів розрахунків дозволяє зробити такі висновки:

1. На теперішній час немає методики адекватної комплексної оцінки якості вод як середовища мешкання живих організмів.

Вода р. Південний Буг - м. Первомайськ за різними методиками характеризується як «чиста» (*ІЗВ*), «допустимо забруднена» ( $\chi$ ), «слабо забруднена» (методика [1]), «брудна» (модифікований *ІЗВ* та *КІЗ*), та «катастрофічно брудна» ( $\chi$  без пріоритетів). За *КІЕС* стан водного середовища оцінюється як **нестійкий**.

2. Якість води в р. Південний Буг не відповідає рибогосподарським нормам.

Комплексно оцінити стан водного середовища за цими нормами не можна, тому що оцінка визначається як двобальна: відповідає (чиста) чи не відповідає (брудна) нормам. Але в цілому, враховуючи, що з шести показників, які використовуються для оцінки якості, три перевищують нормативи: в 18,4 раз (токсикологічна група), в 13,7 раз (санітарно-токсикологічна група) і 1,2 раз (органічні сполуки по БСК), - водне середовище необхідно характеризувати як «**брудне**» або «**дуже брудне**».

3. З методик, які розглядаються в даній статті, стан водного середовища найбільш адекватно характеризують модифікований *ІЗВ* та *КІЗ*. Але це випадково, тому що при розрахунку цих показників не враховується ефект сумарної дії речовин.

Врахування ефекту сумарності здійснюється при розрахунку узагальненого *КІЕС*.

Але за *КПЕС* оцінка є трибальною і її не можна співставити з іншими оцінками.

4. Діюча на території України методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями [1] має ряд недоліків: не враховуються рибогосподарські *ГДК* і ефект сумарної дії речовин; обмежений перелік показників; індекс показника не залежить від його значення в межах категорії; максимальний індекс показника якості, який використовується для подальшого узагальнення, дорівнює 7 незалежно від кратності перевищення *ГДК*.

Останній недолік разом з подвійним осередненням, як показують розрахунки, суттєво знижує значення узагальненої категорії (покращує оцінку).

5. Запропонована методика ОДЕКУ враховує усі перелічені недоліки і дозволяє адекватно характеризувати екологічний стан водного середовища як середовища мешкання живих організмів.

За методикою ОДЕКУ води р. Південний Буг - м. Первомайськ відносяться до **6 категорії (брудні)**. Ця оцінка якості у найбільшій мірі відповідає рибогосподарським нормам.

### Перелік посилань

1. *Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями* / Романенко В.Д., Жукинський В.М., Оксіюк О.П. та ін. – К.: Символ-Т, 1998. – 28 с.
2. *Сафранов Т.А.* Екологічні основи природокористування: Навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів. – Львів: «Новий світ», 2003. – 246 с.
3. *Сніжко С.І.* Оцінка та прогнозування якості природних вод. – К.: Ніка. Центр, 2001. – 262 с.
4. *Мусаелян С.М.* Водные ресурсы Армянской ССР (использование, охрана, экономика). – Єреван: Изд-во Ереванск. гос.универс., 1989. – 126 с.
5. *Водные ресурсы и экологическое состояние малых рек Крыма.* – Тимченко З.В. – Симферополь: Доля, 2002. – 152 с.
6. *Збірник методичних вказівок з дисципліни “Методи оцінки якості природних вод” для студентів спеціальності “Екологія та охорона навколишнього середовища”*/ Юрасов С.М. – Одеса: ОДЕКУ, 2005. – 86 с.
7. *Колісник А.В., Юрасов С.Н.* Вдосконалення методики комплексної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2009. – вип. 7. – с. 192 – 202.

### **Комплексная оценка качества вод по разным методикам и пути ее совершенствования.**

**Юрасов С.Н., Курьянова С.А., Юрасов Н.С.**

*В статье выполнен критический анализ комплексной оценки качества вод по разным методикам на примере р. Южный Буг - г. Первомайск. Показано, что направленность существующих методик на разных потребителей и недостатки этих методик не позволяют адекватно характеризовать качество вод как среды обитания живых организмов. В результате чего по данным одного пункта наблюдений воды можно характеризовать от «чистых» до «катастрофически загрязненных». Перечислены недостатки существующих методик и предложена новая методика.*

**Ключевые слова:** комплексная оценка, качество вод, показатель качества, классификация качества, экологическое состояние, блок показателей, эффект суммарного действия.

### **Complex estimation of quality of waters on different methods and the ways of its perfection.**

**Urasov S., Kurjanova S., Urasov M.**

*The critical analysis of complex estimation of quality of waters on different methods on the example of Yugny Bug - Pervomaysk is executed in the article. It is shown that on different users and lacks of these methods does not allow the orientation of existent methods adequately to characterize quality of waters, as environments of dwelling of live organisms. As a result from data of one point of supervisions of water it is possible to characterize from «clean» to «catastrophically muddy». The lacks of existent methods are transferred and a new method is offered.*

**Keywords:** complex estimation, quality of waters, index of quality, classification of quality, ecological state, block of indexes, effect of total action.

УДК 551.582/.583.16

**В.М. Хохлов**, *д.геогр.н.*, **В.М. Бондаренко**, *к.геогр.н.*, **Л.Г. Латиш**  
*Одеський державний екологічний університет*

### **ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ АНОМАЛІЙ ОПАДІВ В УКРАЇНІ У 2011-2025 РОКАХ**

*Зміни режиму опадів в Україні для періоду 2011-2025 років аналізуються для деяких сценаріїв СДСВ за даними моделювання. Виконується аналіз аномалій розподілу опадів протягом окремих сезонів та року в цілому. Показується, що найбільших змін режим опадів зазнає для «помірного» сценарію А1В, а для «м'якого» сценарію В1 розподіл змін опадів в Україні буде найнезначнішим.*

**Ключові слова:** режим опадів, майбутні зміни клімату, комплексний показник.

#### **1. Вступ**

Протягом останніх декількох десятиріч у часово-просторових розподілах багатьох метеорологічних величин та гідрометеорологічних параметрів простежуються істотні варіації, які переважна більшість вчених на сьогодні вважають проявом змін клімату [1]. Незважаючи на те, що найяскравіше вони простежуються для часового ряду середньої глобальної температури, в останні роки багато уваги приділяється також і зміні режиму опадів над різними регіонами земної кулі. Цікавим є той факт, що в регіонах, які розташовані близько один до іншого і характеризуються майже однаковим температурним трендом в останні десятиріччя, зміни у режимі опадів не завжди співпадають, а в деяких випадках, навіть, істотно відрізняються [1]. Інакше кажучи, регіональні особливості змін клімату можуть проявитися як у температурному тренді, так й у тренді опадів. Саме тому аналіз поточних або майбутніх змін клімату на першому етапі має здійснюватися окремо для зазначених вище величин.

Якщо аналізуються майбутні зміни різноманітних характеристик клімату над конкретним регіоном земної кулі, доцільно використати результати моделювання, які були одержані у безпрецедентному за своїми масштабами та кількістю учасників модельному проєкті: дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери і океану (див. [1]). Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережень, концентраціях парникових газів, а також майбутній клімат для трьох сценаріїв. Все це дозволило докладніше вивчити різноманітні поточні та майбутні характеристики кліматичної системи.

Згадані у попередньому параграфі сценарії докладно розглядаються у Спеціальній доповіді про сценарії викидів (СДСВ) і в них розглядаються альтернативні шляхи розвитку, що охоплюють широкий діапазон демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів і підсумкових викидів парникових газів [2]. Саме останні й є тим чинником, який у спричиняє зміни модельного клімату у 21 сторіччі. Відзначимо, що проєкції викидів часто застосовуються в оцінках майбутніх змін клімату, а припущення щодо соціально-економічних, демографічних та технологічних змін, на яких вони ґрунтуються, використовувалися як вихідні дані для багатьох здійснених оцінок уразливості до змін клімату та їх наслідків [1].

Дуже стисло охарактеризувати сюжетні лінії можна наступним чином. Сюжетна лінія А1 характеризується світом з дуже швидким економічним розвитком, світовим населенням, кількість якого досягає максимуму у середині 21 століття, швидким впровадженням нових та більш ефективних технологій. Лінія А1 поділяється на три групи, які описують альтернативні напрямки технологічного прогресу: інтенсивне

використання викопних видів палива (A1FI), енергетичні ресурси без викопних видів палива (A1T) та баланс за усіма джерелами (A1B). Лінія B1 описує конвергентний світ з тим же світовим народонаселенням, що й у A1, але з більш швидкими змінами в економічних структурах у напрямку сфер обслуговування та інформаційних технологій. B2 характеризується світом з проміжним народонаселенням та економічним зростанням, в якому наголос робиться на локальних рішеннях проблем економічної, соціальної та екологічної стійкості. A2 описує дуже неоднорідний світ зі швидким економічним розвитком, але повільним технологічним прогресом. Треба відзначити, що сценарії СДСВ не характеризувалися будь-якої ймовірністю [2].

Треба відзначити, що протягом багатьох років кліматичні характеристики України взагалі і опади зокрема аналізувалися стосовно змін, що вже відбулися (див., напр., [3-5]), а майбутні зміни, яких має зазнати клімат, майже зовсім не розглядалися. Тому, на тлі процесів, які відбуваються у глобальній кліматичній системі, виникає нагальна потреба оцінити у комплексі аномальність майбутнього режиму опадів та визначити найуразливіші з точки зору змін клімату на найближчі роки регіони України. Саме це й є метою цієї наукової статті. Відзначимо також, що ця стаття є продовженням досліджень, виконаних раніше у попередній роботі авторів [6].

## 2. Дані та методологія

Більшість сучасних моделей загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Наприклад, розділення останньої версії моделі Лабораторії геофізичної гідродинаміки становить  $2^\circ$  широти  $\times$   $2,5^\circ$  довготи [7], тобто дозволяє достатньо докладно вивчити регіональні особливості майбутніх змін різноманітних кліматичних характеристик над територією, яку можна зіставити з Україною. Отже, результатами інтегрування цієї моделі є численні тривимірні масиви гідрометеорологічних даних, які й використовуються у цій статті. Серед цих масивів було вибрано тільки один – місячна сума опадів – для періодів 1986-2000 рр. та 2011-2025 рр. та для трьох сценаріїв – «жорсткого» A2, «помірного» A1B і «м'якого» B1 – у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами  $43,5^\circ$  та  $53,5^\circ$  і довготами  $21,25^\circ$  та  $41,25^\circ$ .

Спочатку порівнюємо можливі зміни у кліматичному режимі опадів з минулими даними. На рис. 1 наведені зміни річних сум опадів у 2011-2025 рр. відносно 1986-2000 рр. для трьох зазначених вище сценаріїв. Як можна бачити, зміни режиму опадів за сюжетними лініями A1B і A2 (рис. 1а і 1б) є схожими – майже над усією Україною опади будуть збільшуватися, особливо над південним заходом, а відрізняються одна від іншої тільки тим, що за сценарієм A2 над сходом України буде мати місце невелике зменшення річних сум опадів. Що ж стосується сценарію B1 (рис. 1в), то зміни у режимі опадів можна вважати неістотними (максимум 40 мм на рік, коли у теперішній час їх величина перевищує у середньому 600 мм на рік).

Таким чином, в Україні відбуватимуться достатньо нерівномірні зміни режиму опадів, причому найменш істотними вони будуть за «м'яким» сценарієм B1, коли майже для всієї України річна сума опадів зміниться у середньому не більше ніж на 7 відсотків від сьогоденної. За іншими двома сценаріями найістотніших змін зазнає режим опадів на південному заході України, де річна сума може збільшитися на 10-15 відсотків від тієї, що спостерігається у теперішній час.

Проте, тільки зміни середніх величин не визначають «зміни клімату», тому що треба розглядати також і мінливість метеорологічних величин. У роботі [8] було запропоновано використовувати як комплексний показник індекс зміни клімату, в який входили два показники, що стосувалися температури та опадів. У попередній роботі [5]

на прикладі Європи було показано, що індекс змін клімату можна з успіхом застосувати для оцінки регіональних особливостей.

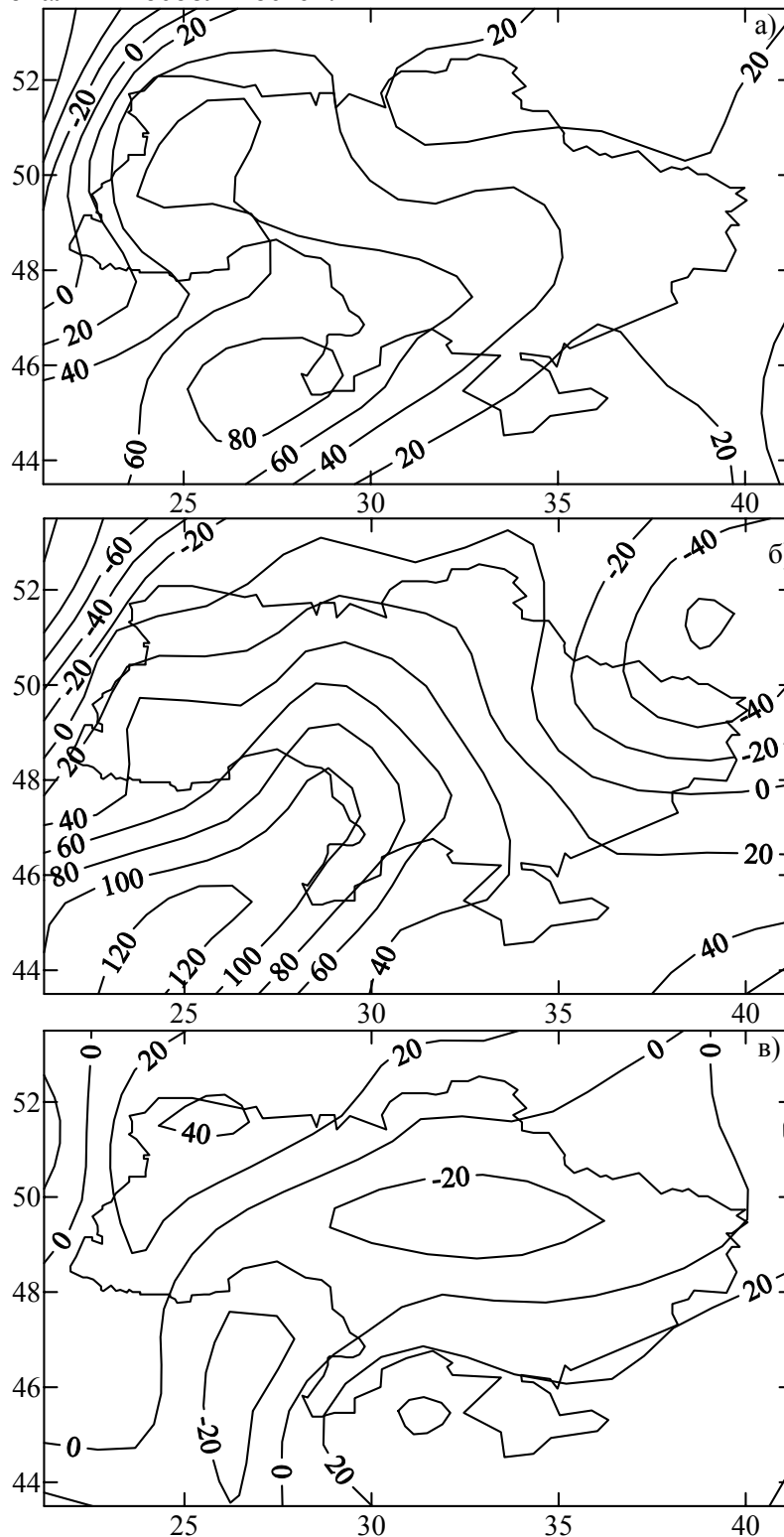


Рис. 1 – Зміни середньої для 2011-2025 рр. річної суми опадів в Україні відносно базового періоду 1986-2000 рр. для сценаріїв А1В (а), А2 (б) і В1 (в).

Тут для визначення у комплексі мінливості опадів над Україною застосуємо запропоновану в [8] концепцію, яка стисло може бути описана наступним чином. Розглянемо індекс ( $PI$ ), що має відношення до мінливості опадів і враховує події, які

можуть мати місце у періоді 2011-2025 рр. після одержання середньорічних та середньосезонних температур ( $PI1$  і  $PI2$ , відповідно)

$$PI = (PI1 + PI2) / 2. \quad (1)$$

Кожний з індексів  $PI1$  і  $PI2$  подається у вигляді:

$$PI1 = \frac{IDY + IWY}{2}, \quad PI2 = \frac{ICW + IWW + IDS + IWS}{4}. \quad (2)$$

Уведені до формули (2) позначення пояснюються у табл. 1. Таким чином, розрахунок індексу змін опадів  $\epsilon$ , по суті, обчисленням шести індикаторів у виразі (2), для чого доцільно використати деякі аномальні події, тому що екстремальні зміни режиму опадів можуть істотно впливати на природні та соціальні системи [1]. Через те що, передбачається аномальність подій, індикатори мають розраховуватися у порівнянні з характеристиками базового періоду; у нашому випадку 1986-2000 рр.

Таблиця 1 – Індикатори, що підсумовуються в індекс змін опадів

Індикатор	Опис
<i>IDY</i>	Кількість аномально сухих років по відношенню до базового періоду
<i>IWY</i>	Кількість аномально вологих років по відношенню до базового періоду
<i>IDW</i>	Кількість аномально сухих зим по відношенню до базового періоду
<i>IWW</i>	Кількість аномально вологих зим по відношенню до базового періоду
<i>IDS</i>	Кількість аномально сухих літ по відношенню до базового періоду
<i>IWS</i>	Кількість аномально вологих літ по відношенню до базового періоду

Для кількісного опису окремих індикаторів використаємо принцип «1 раз у 10 років» який полягає у наступному. Спочатку для кожної точки сітки для обох періодів для кожного року розраховувалися річні та сезонні (зимні та літні) суми опадів. Далі, використавши дані базового періоду (1986-2000 рр.) за допомогою накопичених повторюваностей визначалися 90-а та 10-а перцентилі, причому вважалось, що для даних про опади має місце гамма-розподіл. Для кожного з індикаторів визначалася кількість випадків, коли їх величина перевищувала 90-у та була менша за 10-у перцентилі. Далі, аналогічна кількість випадків розраховувалась для періоду 2011-2025 рр. і визначалася величина перевищення кількості випадків у другому періоді над кількістю випадків у першому. Інакше кажучи, якщо у першому періоді спостерігався 1 випадок річної кількості опадів вище 90 перцентилі, а у другому – 3, то як відповідний індикатор (*IWY*) бралася різниця цих значень, тобто 2.

### 3. Основні результати

На рис. 2-4 наведені зазначені у табл. 1 індикатори для трьох сценаріїв СДСВ. Спочатку відзначимо, що кількість аномально сухих літ залишиться майже незмінною, за винятком сценарію В1 для південного заходу України, де вона неістотно збільшиться (рис. 2 зліва); також для цього сценарію буде мати місце й незначне зростання літ з аномально великою кількістю опадів. Більше вологіших літ буде на правобережній Україні за сценарієм А2 (на 2-4 випадки), але найбільше зростання аномально вологих літ буде мати місце за сценарієм А1В, коли у деяких областях їх кількість збільшиться на 5 випадків (рис. 2 справа).

Що стосується аномально сухих зим (рис. 3 зліва), то їх кількість не зміниться майже для усієї території України для сценарію В1, а для решти сценаріїв збільшення кількості зим з аномально малою кількістю опадів матиме місце переважно над лівобережною Україною, причому на крайньому сході України аномально сухою може бути кожна третя зима за сценарієм А1В (див. рис. 3 зліва уверху). Найбільших змін

режим опадів узимку зазнає за сценарієм А2 для правобережної України (рис. 3 справа усередині), коли майже кожна 3-4 зима буде аномально вологою, тоді як для сценаріїв

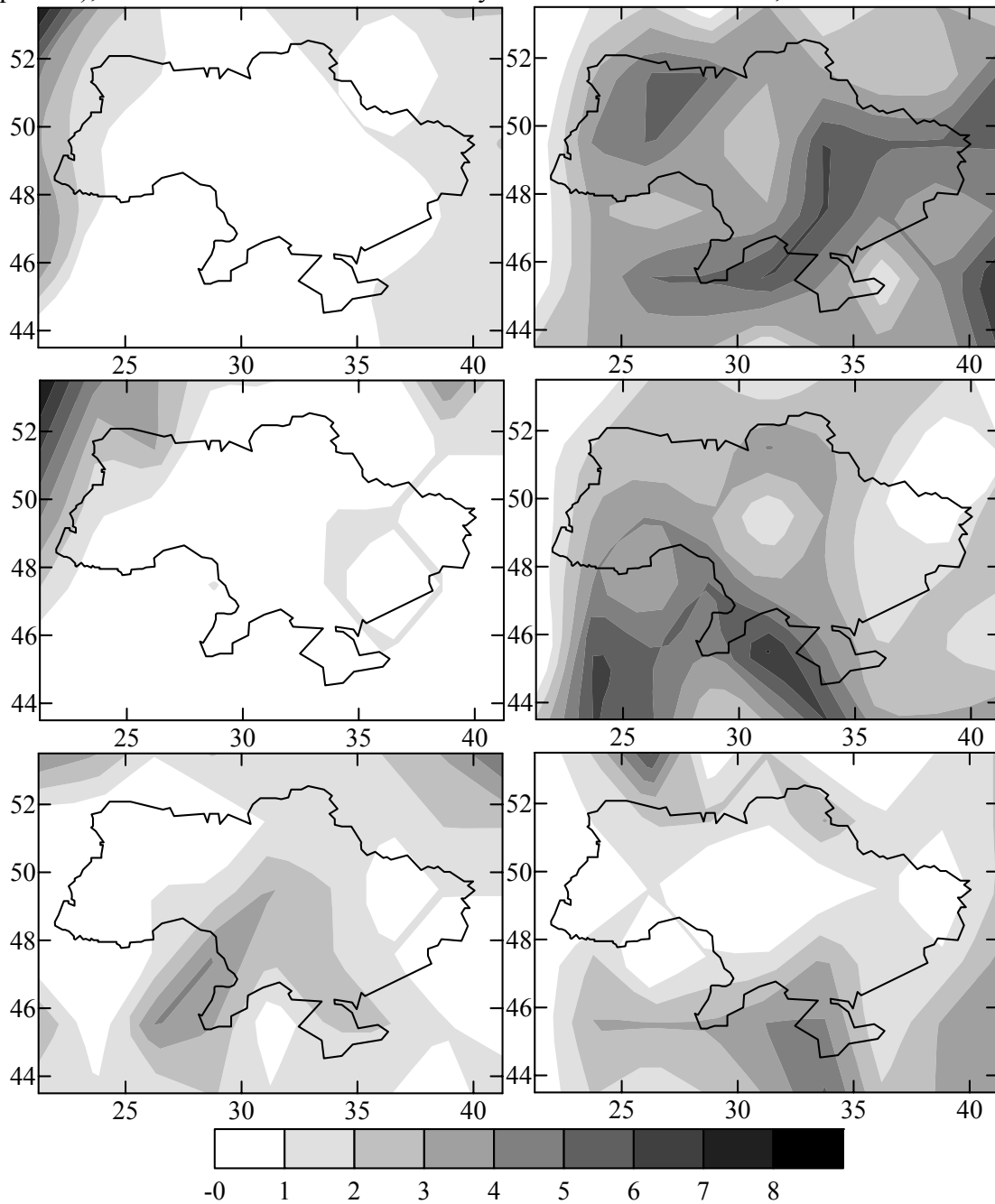


Рис. 2 – Поле індикаторів *IDS* (зліва) і *IWS* (справа) для сценаріїв А1В (зверху), А2 (усередині) та В1 (знизу).

А1В і В1 (рис. 3 справа) кількість аномально вологих зим зміниться неістотно над більшістю областей України.

Зміни режиму річних сум опадів будуть такими (рис. 4). Незначною мірою збільшиться кількість аномально сухих років; тільки в окремих областях, як, наприклад, в Одеській для сценарію В1 (рис. 4 зліва унизу), буде мати місце зростання їх кількості до більш-менш істотної величини. Також неістотно збільшиться кількість років з аномально великою кількістю опадів за сценарієм В1 та сценарієм А2 за винятком південної частини України. З іншого боку, для сценарію А1В буде характерним велика «плямистість» у змінах кількості аномально вологих років (рис. 4



справа уверху), причому їх кількість може досягати у деяких областях України значних величин, наприклад, майже кожний другий рік буде аномально вологим на півдні

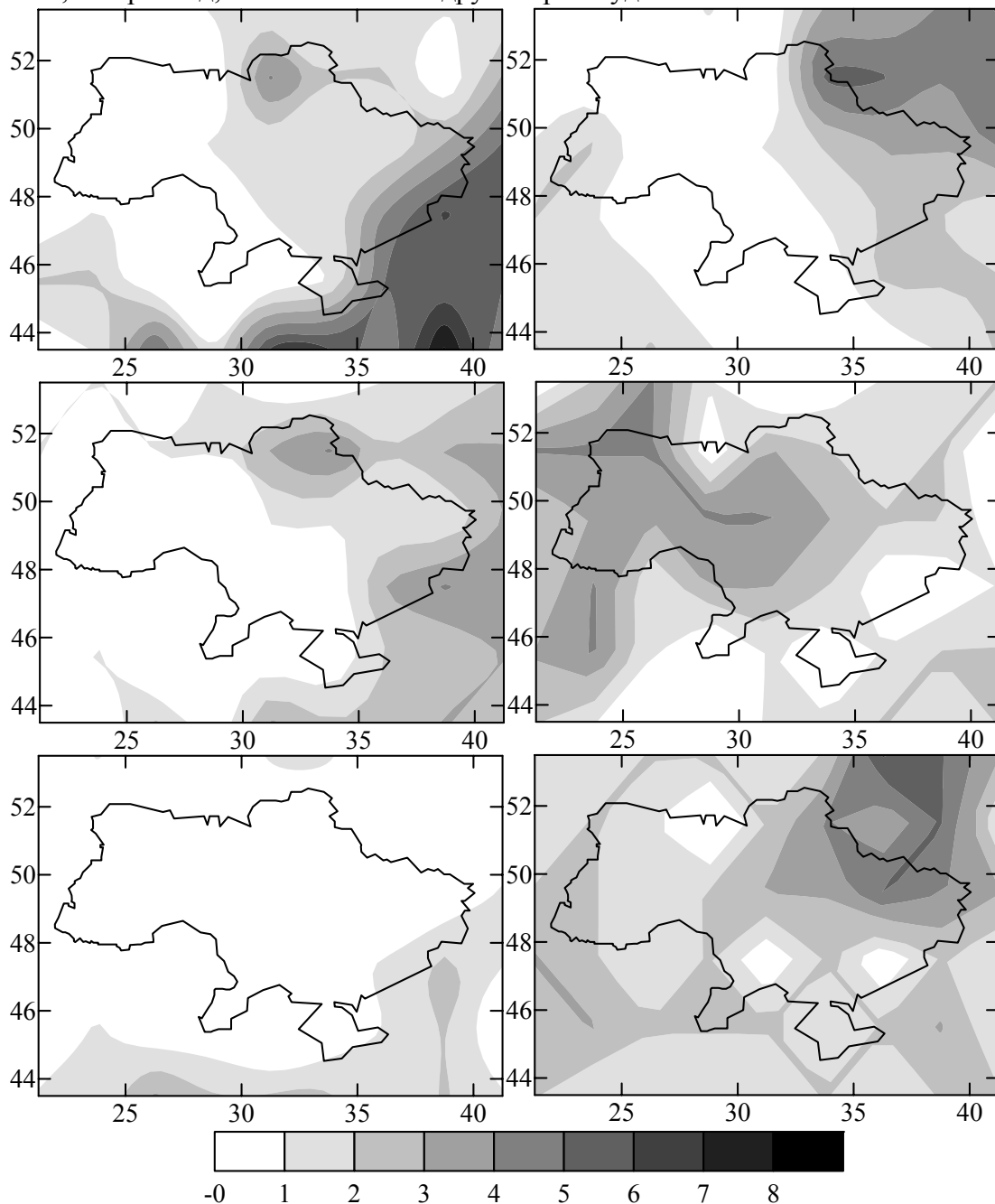


Рис. 3 – Поле індикаторів *IDW* (зліва) і *IWW* (справа) для сценаріїв A1B (зверху), A2 (усередині) та B1 (знизу).

Одеської області, кожний третій – у Волинській області.

Нарешті, на рис. 5 наведені величини індексу змін опадів, розраховані за формулою (2). По-перше, можна відзначити, що найменших змін в Україні режим опадів зазнає за «м'якого» сценарію B1: у середньому тільки два роки з п'ятнадцяти будуть характеризуватися аномальними подіями, причому тільки на півдні України. Як впливає з аналізу попередніх рисунків, це можуть бути не тільки аномально вологі, а й аномально сухі події. Також варто уваги те, що за цим сценарієм, а також сценарієм A2, найменшого впливу змін клімату зазнає західна частина України, а найбільшого – південна. Що ж стосується «помірного» сценарію A1B, то для нього зміни режиму

опадів над Україною у 2011-2025 рр. будуть найістотнішими. Насамперед це стосується східних областей України, де кожного четвертого року буде мати місце аномальна

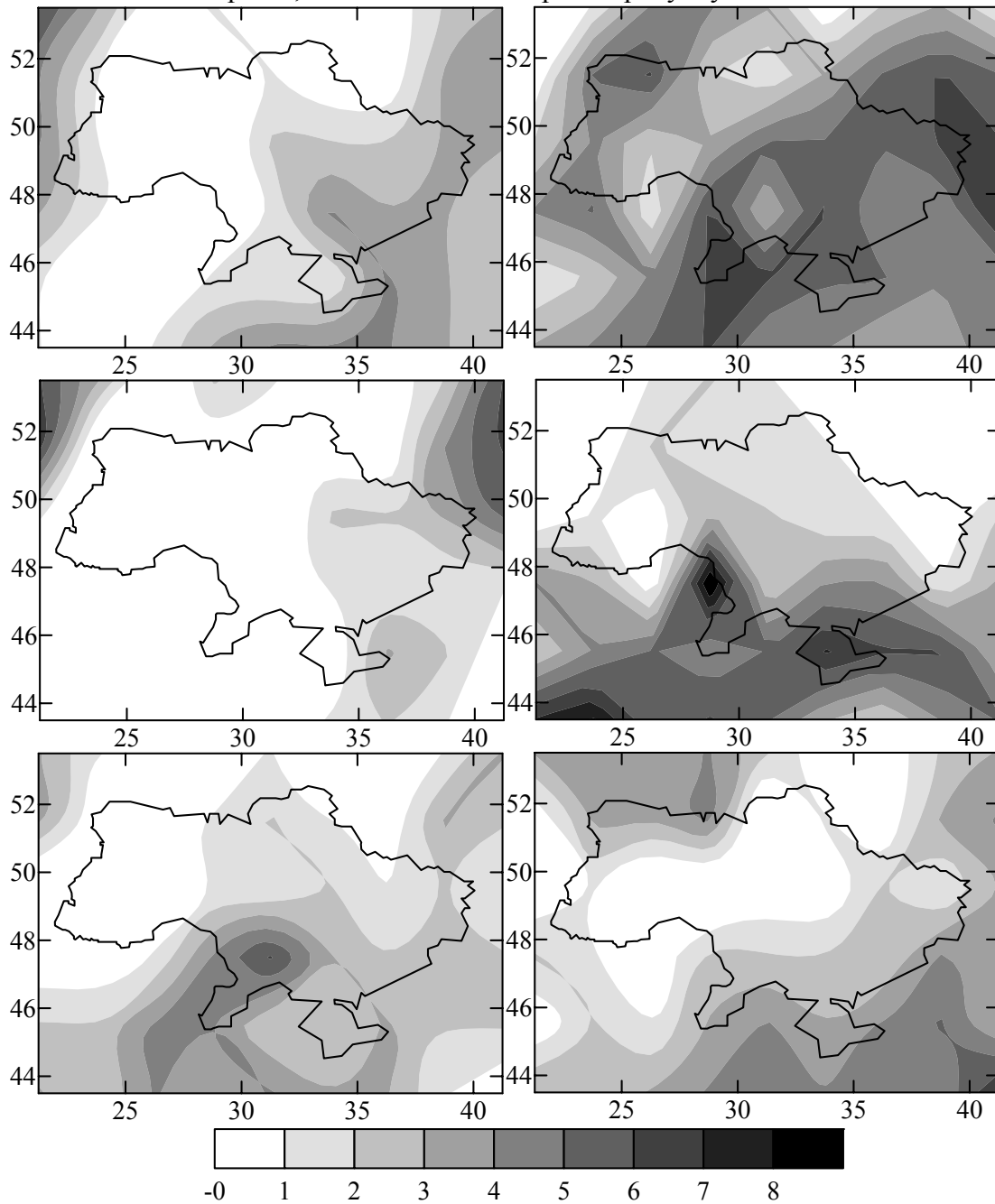


Рис. 4 – Поле індикаторів *IDU* (зліва) і *IWU* (справа) для сценаріїв А1В (зверху), А2 (усередині) та В1 (знизу).

подія, як правило пов'язана зі збільшенням кількості опадів; також зросте кількість аномальних подій і на Західній Україні, і тільки у невеликій кількості районів України режим опадів майже не зміниться.

#### 4. Висновки

Насамперед, у роботі показується, що певні зміни режиму опадів не супроводжуються аналогічними змінами аномальних проявів. Наприклад за сценарієм А1В у кількісному вигляді опади зростуть на південному заході України, але збільшена кількість аномальних проявів у режимі опадів буде спостерігатися над сходом України.

Також треба відзначити, що у порівнянні з кінцем 20 століття кількість аномальних проявів режиму опадів у 2011-2025 рр. збільшиться. Цікавим є те, що сценарій А2, який

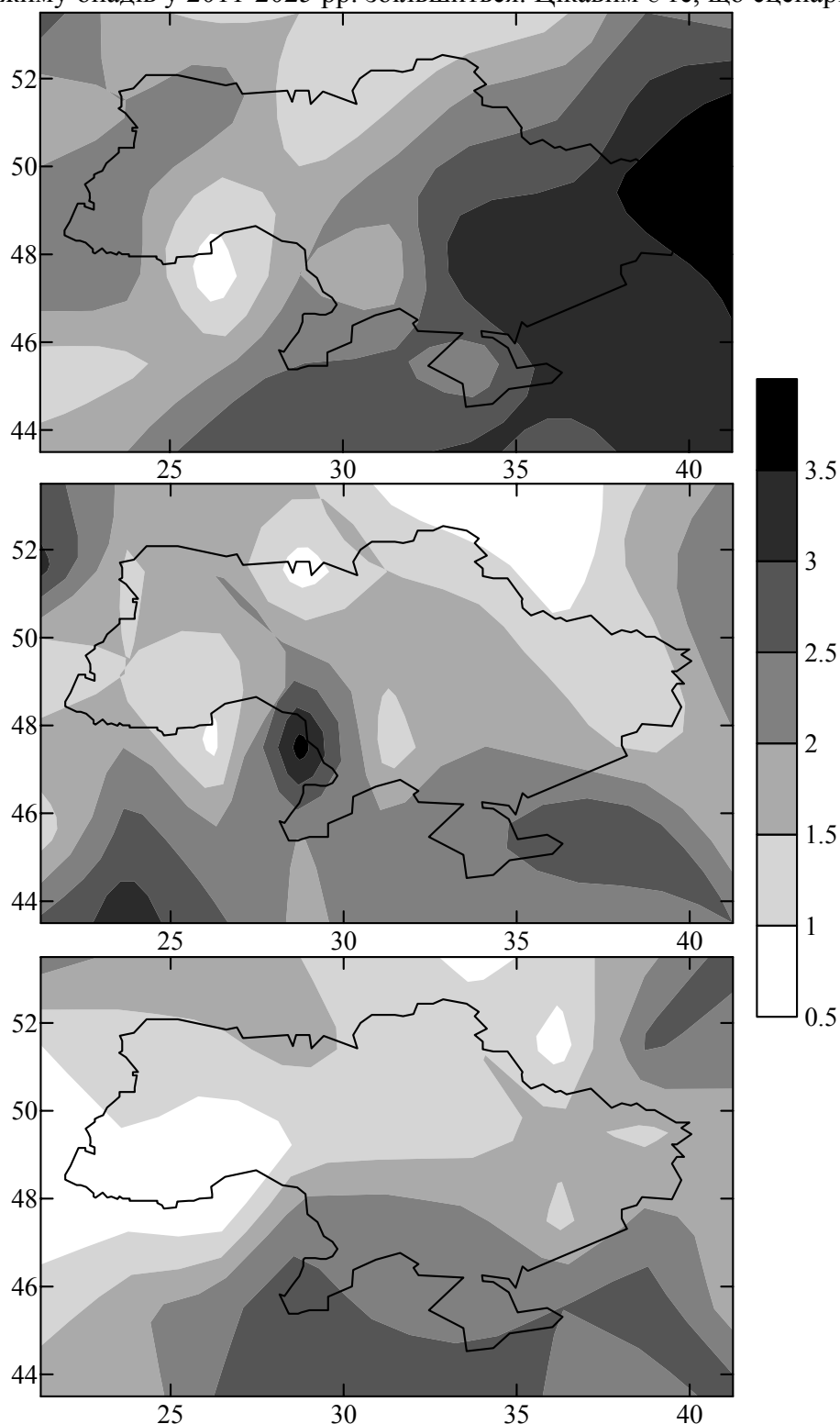


Рис. 5 – Поле індексу змін опадів  $PI$  для сценаріїв А1В (зверху), А2 (усередині) та В1 (знизу).

вважається «жорстким», у 2011-2025 рр. не спричинить будь-яких істотних змін режиму опадів України, причому це стосується, насамперед, аномальних проявів. З іншого боку, з точки розробки стратегії щодо пом'якшення наслідків глобального

потепління найсприятливішим є «м'який» сценарій В1, за якого розподіл змін опадів та їх аномалій над Україною буде найбільш гомогенним та незначним. Але істотна «плямистість» просторового розподілу аномальних проявів режиму опадів може свідчити про те, що подальші дослідження у цьому напрямку мають здійснюватися на основі даних не глобальних, а регіональних моделей, за допомогою яких можна виявити більш докладні особливості просторового розподілу метеорологічних параметрів.

### 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. Nakicenović et al. (eds.). – Cambridge University Press, 2000. – 599 p.
3. Барабаш М.Б., Корж Т.В., Татарчук О.Г. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату // Наукові праці УкрНДГМІ, 2004. – Вип. 253. – С. 92-102.
4. Балабух В.О. Інтенсивність синоптичних процесів, що зумовлюють стихійну кількість опадів у теплий період, та її мінливість наприкінці ХХ – на початку ХХІ ст. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2008. – Вип. 48, Ч. I. – С. 130-135.
5. Хохлов В.Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине ХХ века // Український гідрометеорологічний журнал, 2007. – Вип. 2. – С. 35-42.
6. Хохлов В.М., Латыш Л.Г., Цимбалюк К.С. Зміни температурного режиму в Україні у 2011-2025 роках // Вісник Одеського державного екологічного університету, 2009. – Вип. 8. – С. 70-78.
7. Delworth T.L. et al. GFDL's CM2 Global Climate Model. Part I: Formulation and simulation characteristics // J. Climate, 2006. – V. 19, No. 5. – P. 643-674.
8. Baettig M.B., Wild M., Imboden D.M. A climate change index: Where climate change may be most prominent in the 21st century // Geophys. Res. Lett., 2007. – V. 34. – L01705.

### Пространственное распределение аномалий осадков в Украине в 2011-2025 годах.

Хохлов В.Н., Бондаренко В.Н., Латыш Л.Г.

*Изменения режима осадков в Украине для периода 2011-2025 годов анализируются для некоторых сценариев СДСВ по данным моделирования. Делается анализ аномалий распределения осадков в течение отдельных сезонов и года в целом. Показывается, что наибольшие изменения режим осадков испытывает для «умеренного» сценария А1В, а для «мягкого» сценария В1 распределение изменений осадков в Украине будет наименее существенным.*

**Ключевые слова:** режим осадков, будущие изменения климата, комплексный показатель.

### Spatial distribution of precipitation anomalies in Ukraine in 2011-2025.

Khokhlov V.N., Bondarenko V.N., Latysh L.G.

*Ukrainian precipitation conditions' changes in 2011-2025 are analyzed for some SRES scenarios using model data. The analysis of precipitation anomalies' distribution is carried out during certain seasons and whole year. It is shown that the precipitation conditions undergo the largest changes for the "moderate" scenario A1B, and the distribution of precipitation in Ukraine will be most insufficient for the "soft" scenario B1.*

**Keywords:** precipitation conditions, future climate changes, complex index.

А.В. Глушков, д.ф.-м.н., В.Н. Хохлов, д.геогр.н., А.А. Свиначенко, к.ф.-м.н.,  
Э.Н. Серга, к.геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

## ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ В АТМОСФЕРНЫХ МОДЕЛЯХ И БАЛАНС УГЛОВОГО МОМЕНТА ЗЕМЛИ

*В работе рассмотрены новые подходы к описанию глобальных механизмов в атмосферных моделях и расчету баланса углового момента Земли.*

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

**Введение.** В современной физике Земли имеется необходимость разработки специальных методов наблюдений за низкочастотными колебаниями неравновесных термодинамических процессов в геосферах [1-31]. До настоящего времени для индикации таких явлений применяют методы физико-статистического анализа и обработки массового материала обычной гидрометеосети. Однако, эти приемы далеки от стандартизации и в некоторой степени уникальны для каждого из указанных долгопериодных процессов. Поэтому развитие методов мониторинга самих низкочастотных процессов планетарного масштаба по наблюдению за некими геофизическими факторами, суммирующими вклады низкочастотных колебаний, особо актуально в современной климатологии [1-15]. В настоящее время эта проблема далека от своего разрешения, хотя ряд косвенных шагов в указанном направлении предпринимался в ряде работ (см., напр., [1-4, 12-14, 26-31]). В основополагающей работе [6] Оорта основное внимание уделено балансу углового момента в планетарных динамических перемещениях воздушных масс. На основе данных радиозондовых измерений Оорт проводит оценку зонального распределения потока относительного углового момента в атмосфере [5, 6]. Наблюдаемый баланс (дисбаланс) углового момента следует в принципе рассчитывать по прямым измерениям ветра в атмосфере и усредняется за год [13, 14]. Угловой момент передается от поверхности Земли (главным образом над океанами) в тропиках и переносится вверх в ячейки Гадлея, затем движется в верхних слоях атмосферы к полюсу и отдается обратно Земле в средних широтах. Имеющий место дисбаланс углового момента остается одной из фундаментальных проблем современной физики Земли. Гидрологический, литосферный и другие факторы, как правило, детально не рассматривались. В настоящей статье предлагается новый подход к расчету баланса углового момента атмосферы с учетом указанных факторов.

**Баланс углового момента.** Мастерным для баланса углового момента является интегральное вида [6, 14]

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int \rho M dV = & \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_0^H \int_0^{2\pi} \rho v M d\lambda dz d\varphi + \int_0^H \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_0^{2\pi} (p_E^i - p_W^i) \cos \lambda dz d\lambda d\varphi + \\ & + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_0^{2\pi} \int_0^H \tau_0 a \cos \lambda d\lambda d\varphi dz, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $M = \Omega a^2 \cos^2 \lambda + u a \cos \lambda$  – угловой момент;  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $\lambda$  – широта ( $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  отделяют широтный пояс между арктическим и полярным фронтами);  $\rho$  – плотность воздуха;  $V$  – весь объем атмосферы в указанном широтном поясе от уровня моря до  $H = \infty$ );  $p_E^i - p_W^i$  – разность давлений на восточных и западных склонах  $i$ -ой горы;  $z$  – высота над уровнем моря;  $\tau_0$  – напряжение трения на поверхности.

Уравнение (1) является интегральным уравнением относительно углового момента  $M$  с ядром  $\rho V$  (в стационарном варианте левая часть уравнения равна нулю). Функция меридиональной компоненты  $v$  непосредственно зависит от вида функции  $\rho$ . Функция же  $u$  непосредственно введена в неизвестное интегрального уравнения (1). Одновременно  $u$  и  $v$  связаны с  $\rho$ , т.к. поле плотности формирует обе компоненты вектора скорости. Левая часть уравнения (1) не включает в себя компоненту  $v$ , что означает задание априори замкнутого цикла углового момента по меридиану. Цикл углового момента вводится в виде усложненной ячейки Гадлея умеренных широт, в которой замыкание циркуляции Гадлея по величине углового момента происходит не в атмосфере, а переходит в океан и далее в литосферу, и в южном направлении циркуляция в ячейке Гадлея по угловому моменту происходит через литосферу вплоть до начала цикла подъема воздушных масс в субтропических широтах. Гидросфере в океанах обычно определяется только зональное направления передачи углового момента, поскольку океан не способен согласовать свои частоты с атмосферными частотами в циркуляционном цикле баланса углового по компоненте скорости  $v$ , а только возможно согласование частот по компоненте  $u$ . В моменты соприкосновения с литосферой циркуляционная ячейка Гадлея по угловому моменту на севере входит в зону действия арктического фронта, а на момент выхода из литосферы входит в зону действия полярного фронта. Сближение указанных атмосферных фронтов могло бы тогда замкнуть атмосферный цикл баланса по угловому моменту (или уменьшить дисбаланс), не вводя в действие океан и литосферу и в одном частотном диапазоне атмосферных колебаний. Естественно, что сближение арктического и полярного фронтов происходит через комплекс взаимосвязанных циклонических циркуляций, осуществляя телеконнекцию южных циркуляций с северными через ячейку Ферреля умеренных широт. Тропическая ячейка Гадлея осуществляет телеконнекцию полярного фронта с южным процессом аналогичным механизмом связи тропического и полярного фронтов или тропической ячейкой Гадлея с ячейкой Гадлея умеренных широт [13, 14].

С точки зрения физики, цикл баланса углового момента в зонах соприкосновения с гидросферой и с литосферой приобретает сингулярность. Эта сингулярность может быть выявлена через возникновения зон фронтальных разделов и в солитонах типа фронта. Тогда ядро уравнения (1) может быть задано в поле плотности функциональным ансамблем комплексного потенциала скорости (см. [13])

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

и комплексная скорость соответственно будет

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

где  $w$  – комплексный потенциал;  $v_\infty$  – комплексная скорость общего циркуляционного фона (в основном зональная циркуляция);  $b_k$  – координаты вихреисточников в зоне сингулярности;  $c_k$  – координаты диполей в зоне сингулярности;  $a_k$  – координаты вихревых точек в зонах сингулярности;  $M_k$  – величины моментов указанных диполей;  $\alpha_k$  – ориентация осей диполей;  $\Gamma_k$ ,  $q_k$  – величины циркуляций в вихреисточниках и в вихревых точках соответственно.

Ядро интегрального уравнения (3) становится сингулярным типа Коши и Гильберта. Связь поля плотности с полем комплексного потенциала или с полем комплексной скорости тривиальна посредством уравнений теории «мелкой воды», по модели изложенной, например, в работе [14]. Метод решения уравнений типа (1) в принципе хорошо отработан. Поскольку ядро через функциональный ансамбль

комплексного потенциала скорости содержит особенности вида  $1/(\zeta-t)$  и т.д., то удобно воспользоваться связью ядер Гильберта и Коши

$$\frac{d\zeta}{\zeta-t} = \frac{1}{2} \operatorname{ctg} \frac{\sigma-s}{2} d\zeta + p(s, \sigma) d\sigma. \quad (4)$$

Функция  $p(s, \sigma)$  соответствует условию:  $\zeta = t(\sigma)$ , где  $t(s) = x(s) + iy(s)$  и определяет фактор зональности по весам диполей в формуле (3). В стационарном варианте формула (3) является лишь неким автомодельным приближением. Тогда, в общем виде, сингулярное интегральное уравнение можно свести к уравнению

$$a(s)\varphi(s) + \frac{b(s)}{2\pi} \int_0^{2\pi} \varphi(\sigma) \operatorname{ctg} \frac{\sigma-s}{2} d\sigma + \int_0^{2\pi} K(s, \sigma)\varphi(\sigma) d\sigma = f(s). \quad (5)$$

Фронтальный раздел задается по формуле [14]

$$v_x - iv_y = \frac{\Gamma}{2\pi i} \operatorname{ctg} \frac{\pi}{l} (z - z_0), \quad (6)$$

а ядро  $K(s, \sigma)$  вместе с функциями  $a(s)$ ,  $b(s)$  и  $f(t)$  задают весовые вклады вихреисточников во фронтальном разделе типового фронта при  $v$  (3), соответствующей форме циркуляции. В (5) и (6) опущена операция конформного преобразования прямолинейного фронта к реальной линии фронта. Но в модельном эксперименте криволинейные участки фронтов допустимо заменить прямыми линиями, не особо искажая сущность процесса. Уравнение (6) можно переписать, используя, согласно [13], оператор

$$M\omega = a(s)\omega(s) - \frac{b(s)}{2\pi} \int_0^{2\pi} \omega(\sigma) \operatorname{ctg} \frac{\sigma-s}{2} d\sigma. \quad (7)$$

Тогда (7) переходит в уравнение Фредгольма. Операция (7) выполняется в дальнейшем численно с использованием метода разложения в ряд Лорана и применения теории вычетов. Для уравнений с ядрами Коши, применяемых для описания не вихревых, а чисто дипольных ситуаций (см. соответствующие члены в (3))

$$a(t)\varphi(s) + \frac{b(t)}{2\pi} \oint_L \frac{\varphi(\zeta)}{\zeta-t} dt + \oint_L K(t, \zeta)\varphi(\zeta) d\zeta = f(t) \quad (8)$$

применяется интегрирование по контуру с помощью вычетов сразу. Все зависит от реальной сходимости рядов Лорана и количества необходимых аналитических продолжений. Переход к уравнению Фредгольма для (8) выполняется оператором

$$M\omega = a(t)\omega(t) - \frac{b(t)}{2\pi} \oint_L \frac{\omega(\zeta)}{\zeta-t} d\zeta. \quad (9)$$

Решение уравнений Фредгольма выполняется далее по стандартной схеме [14].

**Сингулярность в полях метеоэлементов и баланс углового момента. Модель Аракавы.** Решение полученного сингулярного интегрального уравнения относительно углового момента, заданного регулярной функцией, дает возможность как оценки веса сингулярности в поле углового момента, так и в оценке атмосферного вклада в сам баланс углового момента. Разрывы в полях метеоэлементов, сопровождающие явление атмосферного фронта формируют сингулярные особенности указанных полей в узких зонах фронтальных разделов, которые обычно параметризуются регулярными функциями вихреисточников в вихревых структурах и функциями диполей, отражающих динамику конвективных гряд облачности

$$\sum_{k=1}^p \frac{M_k e^{\alpha_k i}}{(z - c_k)^2} \quad \text{диполи} \quad \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^m \Gamma_k \ln(z - b_k). \quad \text{вихреисточники}$$

Баланс углового момента при близком расположении арктического и полярного



фронтов над океанами (что, почти, всегда всесезонно), а над континентами в летнее время и в переходные сезоны, в основном соблюдается посредством центробежной «тяги» влаги вдоль линии фронтального раздела полярного фронта к югу от центра циклонической депрессии. Искомый механизм для атмосферного фронта ранее отработан в [14]. Общий поток массы в отдельном облаке, а также и в системе облаков, по методу Аракавы имеет вид

$$M(z) = \int m(z, \lambda) d\lambda = \int m_B(\lambda) \eta(z, \lambda) d\lambda, \quad (10)$$

где  $\eta$  – функция, характеризующая кумулятивный эффект втекания; сам эффект втекания происходит за время значительно меньшее, чем как-либо заметно обнаружатся изменения в горизонтально-ориентированном процессе;  $z$  – высота над уровнем основания облака;  $m$  – масса воздуха;  $m_B$  – поток массы у оснований облаков, который определяется величиной скорости вовлечения  $\lambda$ . Далее в модели Аракавы записываются мощностные соотношения (вводя функцию механического взаимодействия облачных ансамблей через механизмы вовлечения  $K(\lambda, \lambda')$ )

$$\frac{dA}{dt_{up}} + \frac{dA}{dt_{down}} = 0, \quad \frac{dA}{dt_{down}} = F(\lambda), \quad \frac{dA}{dt_{up}} = \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda', \quad (11)$$

где первое слагаемое слева – изменение работы восходящих токов в конвективном облаке, а второе – соответственно нисходящих в окрестности облака. Из (11) следует

$$\int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0. \quad (12)$$

Интегральное уравнение относительно  $m_B(\lambda)$  решается при заданных функциях ядра  $K$  и  $F$ . Для расчета вида ядра  $K$  используется уравнения Больцмана

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \xi_i \frac{\partial K}{\partial x_i} + \frac{\partial \xi_i}{\partial t} \frac{\partial K}{\partial \xi_i} = J(t, x, \xi), \quad (13)$$

где  $(x, \xi)$  – 6-тимерное фазовое пространство координат  $(x_1, x_2, x_3)$  и скоростей вовлечения  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ ;  $J$  – интеграл взаимодействия облачных систем. Решение уравнения (13) находится интегрированием уравнения от начального условия в виде распределения Максвелла. Решение уравнения (12) тривиально сводится к решению системы алгебраических уравнений, что определяет  $m$  на всем интервале  $\lambda$ . Отметим, что, когда втекание отсутствует, величина  $\lambda$  равняется нулю. Далее

$$\frac{d\eta}{dz} = \lambda \eta. \quad (14)$$

При различных  $\lambda$  величина  $\eta$  растет по разному и на уровне  $z_D$  (верхняя граница облака) величина  $\lambda$  опять обращается в нуль. То есть  $\lambda$  отнюдь не константа, а полностью определяет величину  $\eta$  по всему интервалу  $(z_D - z_B)$ , и на некотором уровне  $z$  в пределах этого интервала величина  $\eta$  достигает max. Величины  $\lambda$  и  $z_D$  определяются из решения системы:

$$\begin{aligned} E - D - \frac{\partial M_c}{\partial z} &= 0, \\ \tilde{E}_s - \tilde{D}_{s_c} \frac{\partial M_c S_c}{\partial z} + \rho L c &= 0, \\ \tilde{E}_q - \tilde{D}_{q_c} \frac{\partial M_c q_c}{\partial z} + \rho c &= 0, \end{aligned} \quad (15)$$

где  $E$  – втекание,  $D$  – вытекание,  $M_c = \sum \rho w_i \sigma_i = \rho w_c \sigma$  – вертикальный поток массы воздуха в облаке ( $w_i$  – средняя по сечению вертикальная скорость в  $i$ -ом облаке,

$\sigma$  – площадь горизонтального сечения  $i$ -го облака);  $w_c$ ,  $S_c = c_p T$  и  $q_c$  – средневзвешенные значения вертикальной скорости, статической энергии и отношения смеси водяного пара;  $S$ ,  $q$  – средние значения статической энергии и отношения смеси водяного пара в окружающем облако воздухе,  $\rho$  – плотность воздуха;  $c$  – количество сконденсировавшейся влаги.

Критерий углового момента является комплексным, так как замыкает на себя целую серию физических механизмов, причем в долгосрочном плане. Нарушение баланса углового момента требует моментального вмешательства всех сред для устранения дисбаланса. При каждой форме циркуляции должен быть свой цикл дисбаланса, в котором участвуют ячейки Гадлея, Ферреля и влагооборот, непосредственно связанный с фронтальной деятельностью арктического, полярного и тропического фронтов. По причине дисбаланса углового момента возникает динамизм климатических фронтов, являющихся основным механизмом влагооборота. Один из наиболее обоснованных механизмов ликвидации дисбаланса, введенный Ортом, сводится к тому, что дисбаланс углового момента ликвидируется передачей его через литосферу, скорее всего, через транспирацию влаги в слое подземной гидрологии. Уместно упомянуть предсказание огромных водных массивов в подземной гидрологии, в частности, в районах пустынь [24]. Более корректный механизм отработан в работах [13, 14, 24, 25]. Проблемой, однако, остается совмещение частотных разверток механизмов передачи углового момента через атмосферу и литосферу. Возможно, еще один вклад может быть обусловлен существованием в ядре земли естественного ядерного геореактора [1, 31]. С другой стороны, аналогично процесс телеконнекции, связанный с Эль-Ниньо через южный процесс, согласно [24, 25, 27, 29], должен частотно совпадать с процессом восстановления баланса углового момента. Причем, восстановление баланса углового момента – это непрерывный процесс, который не может иметь даже мгновенного разрывного перехода из атмосферы в литосферу или гидросферу. Очевидно, что восстановление баланса углового момента требует осязаемой реакции атмосферы, выражающейся в движении основных фронтов относительно друг друга. Процесс телеконнекции тоже тогда прямо связан с движением циркумполярных вихрей, а тем самым и фронтов. Фронты, являющиеся транспортером влаги на большие расстояния, создают суммарный ток вовлечения по всему протяжению фронта. Если процесс идет в хорошо выраженном циклоне, то движение влаги идет вдоль линии фронта из центра циклона к его периферии (в основном, следовательно, с севера на юг) следуя центробежному ускорению. Тем самым, может замыкаться баланс углового момента. Направление с севера на юг противоположно направлению движения влаги в системе влагооборота с юга на север, когда теплые, насыщенные большей концентрацией влаги воздушные массы, охлаждаясь в процессе трансформации при движении к северу, выделяют избыток влаги осадками, совершая в целом влагооборот с юга на север. Однако, это не атмосферный влагооборот, а смесь гидросферного и атмосферного влагооборота. Попав в гидросферу, поля влаги меняют частотный спектр с атмосферного высокочастотного на низкочастотный гидросферный. Различные формы циркуляции (см. детали в [12, 13]):  $W_3$ ,  $W_{M1}$ ,  $W_{M2}$ ,  $E_3$ ,  $E_{M1}$ ,  $E_{M2}$ ,  $C_3$ ,  $C_{M1}$ ,  $C_{M2}$ , но в основном  $3$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ , суммируют эти процессы. Можно считать тогда, что смена форм циркуляции определяется циклами согласования балансов углового момента через систему фронтального атмосферного влагооборота. Точнее говоря, эта гипотеза, которая вытекает из логики происходящих процессов в системе атмосферного влагооборота и баланса углового момента, связанная однозначно с процессами телеконнекции, Эль-Ниньо и южным процессом. Есть ли процесс замыкания баланса углового момента через подземный влагооборот и тектонические движения (ядерный геореактор) и в какой мере он согласуется с указанными выше процессами является

равнозначной гипотезой, находящейся в настоящее время в стадии отработки. Находясь на стороне первой гипотезы, мы все же оставляем часть энергетической нагрузки и на вторую гипотезу. Поэтому, на самом деле, следует решать уравнение баланса углового момента (1) относительно  $M$  в нестационарном варианте. В стационарном варианте искомое замыкание цикла баланса углового момента проходит только по атмосферным процессам. Нас интересует альтернативный второй вариант, и решение нестационарного уравнения (1) дает возможность рассмотреть частотные развертки всех входящих в него компонент. В этом случае при появлении разогласованности частотных спектров следует отдать определенную долю энергетики в сторону тектонических процессов и подземной гидрологии.

**Модель низкочастотных атмосферных движений. Спектральный аналог для уравнений динамики атмосферы в низкочастотном диапазоне.** Форма атмосферной циркуляции меняет свое положение в пространстве, и интенсивность проявления колеблется в периоде до нескольких суток, тогда как внутри нее реализуются процессы, длящиеся несколько минут, например, выпадение осадков. Уравнения гидродинамики разумно настраиваются на высокочастотные процессы в атмосфере типа эволюции циклонического образования в периоде до двух суток, но совершенно не способны хорошо описывать низкочастотные процессы типа смены форм циркуляции. В то же время уравнения макротурбулентного режима атмосферы низкочастотны по своей основе и имеется достаточно большой опыт их решения на базе спектральных методов [3, 4, 14, 31]. Это позволяет применить их в наших целях для математического моделирования процессов смены форм циркуляции и соответственно для математической параметризации гомологов циркуляции [13, 14]. Для решения указанного вопроса привлекают модель прогноза моментов связи, известных нам из системы уравнений Рейнольдса, где вводится понятие среднего и флуктуационного движения, а именно

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad w = \bar{w} + w', \quad \Phi = \bar{\Phi} + \Phi', \quad \theta = \bar{\theta} + \theta',$$

где  $\Phi$  – геопотенциал,  $\theta$  – потенциальная температура. Тогда уравнения Рейнольдса, как обычно, можно записать в виде

$$\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\bar{u}_k \bar{u}_j + \overline{u'_k u'_j}] = -\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial x_j} - \delta_{j3} \frac{q \bar{\theta}}{\theta_0}, \quad (16)$$

где  $u_1 = u$ ,  $u_2 = v$ ,  $u_3 = w$ ;  $\delta_{ij} = 1$ ,  $i = j$  и  $\delta_{ij} = 0$ ,  $i \neq j$ , и при повторении индекса в одночленном выражении дважды суммирование проводится от 1 до 3. В уравнениях (16) не учтена сила Кориолиса, что будет сделано далее. Добавим уравнение первого начала термодинамики

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\bar{u}_k \bar{\theta} + \overline{u'_k \theta'}] = 0. \quad (17)$$

Здесь и далее в уравнениях опускаются члены, описывающие воздействие факторов турбулентного обмена и турбулентной теплопроводности, т.к. в процессах планетарного масштаба указанные факторы описываются с отличием от стандартных параметризаций. Напряжения Рейнольдса в турбулентном движении параметризуют следующим образом

$$\frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{u'_k u'_j}] = K \Delta \bar{u}_j \quad \text{и} \quad \frac{\partial}{\partial x_k} [\bar{u}_k \bar{\theta} + \overline{u'_k \theta'}] = K \Delta \bar{\theta},$$

где  $K$  – коэффициент турбулентности, который существенно отличен по величине для турбулентных горизонтальных вихрей, горизонтально-вертикальных и чисто вертикальных. Параметризация с помощью коэффициента турбулентности с очень большой степенью приближения применяется в моделях приземного слоя, где используется концепция изотропности вихревого движения во всех трех направлениях

пространства. Но в планетарных процессах, где турбулентные вихри в горизонтальном направлении по масштабу на несколько порядков отличаются от вертикальных, такое приближение совершенно недопустимо. Поэтому применяют уравнения для прогноза напряжений Рейнольдса как мастерные модели замыкания для нелинейных процессов. Их вывод стандартен

$$\overline{\frac{\partial u'_i u'_j}{\partial t}} = \overline{u'_i \frac{\partial u'_j}{\partial t}} + \overline{u'_j \frac{\partial u'_i}{\partial t}}.$$

Уравнения движения и первого начала термодинамики для флуктуаций, следуя правилам вывода уравнений Рейнольдса, соответственно будут иметь форму

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'_j}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{u'_j u'_k} + \overline{u'_k u'_j} + u'_j u'_k - \overline{u'_j u'_k}] &= -\frac{\partial \Phi'}{\partial x_j} - \delta_{j3} \frac{q \theta'}{\theta_0}, \\ \frac{\partial \theta'}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{\theta u'_k} + \overline{u'_k \theta'} + u'_k \theta' - \overline{u'_k \theta'}] &= 0. \end{aligned} \quad (18)$$

Тогда система уравнений замыкания может быть выписана в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{u'_k u'_i u'_j} + \overline{u'_k u'_i u'_j}] + \frac{\partial \overline{\Phi' u'_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{\Phi' u'_j}}{\partial x_i} &= \\ = -\overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x_k} - \overline{u'_j u'_k} \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_k} - \frac{q}{\theta_0} (\delta_{j3} \overline{u'_j \theta'} + \delta_{i3} \overline{u'_i \theta'}) + \overline{\Phi' \left( \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} \right)}, \end{aligned} \quad (19)$$

$$\frac{\partial \overline{u'_i \theta'}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{u'_k u'_i \theta'} + \overline{u'_k u'_i \theta'}] + \frac{\partial \overline{\Phi' \theta'}}{\partial x_i} = \overline{\Phi' \frac{\partial \theta'}{\partial x_i}} - \overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_k} - \overline{\theta' u'_k} \frac{\partial \overline{u'_j}}{\partial x_k} - \delta_{i3} \frac{q}{\theta_0} \theta'^2, \quad (20)$$

$$\frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} [\overline{u'_k \theta'^2} + \overline{u'_k \theta'^2}] = -2 \overline{u'_k \theta'} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_k}. \quad (21)$$

Таким образом, имеются 16 уравнений относительно напряжений Рейнольдса и моментов связи пульсаций проекций скоростей с пульсациями энтропии, так как  $dS = c_p d \ln \theta$ , где  $S$  – энтропия,  $c_p$  – удельная теплоемкость изобарического процесса. Тогда  $b^2 = \overline{u'_k u'_k}$  – кинетическая энергия флуктуаций;  $\overline{\theta'^2}$  – мера активности процесса, как непосредственно связанная с дисперсией энтропии  $S$ ;  $\overline{u'_i \theta'}$  – мера связи динамических деформаций с активностью процесса. Отождествление энтропии и активности процесса показано, например, в [29]. Неизвестные в системе уравнений (19)-(21) можно объединить в 4-тензор:

$$\begin{bmatrix} \overline{u_1'^2} & \overline{u_1' u_2'} & \overline{u_1' u_3'} & \overline{u_1' \theta'} \\ \overline{u_2' u_1'} & \overline{u_2'^2} & \overline{u_2' u_3'} & \overline{u_2' \theta'} \\ \overline{u_3' u_1'} & \overline{u_3' u_2'} & \overline{u_3'^2} & \overline{u_3' \theta'} \\ \overline{\theta' u_1'} & \overline{\theta' u_2'} & \overline{\theta' u_3'} & \overline{\theta'^2} \end{bmatrix}. \quad (22)$$

Для решения уравнений (19)-(21) необходимо выполнить расчет величин

$$\overline{u'_i u'_j u'_k}, \quad \overline{u'_k u'_j \theta'}, \quad u'_i \theta'^2, \quad p' \left( \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} \right), \quad p' \frac{\partial \overline{\theta'}}{\partial x_i}. \quad (23)$$

Для этого величины (23) пытаются представить в виде определенных линейных комбинаций компонент тензора (22) и параметра  $b^2 = \overline{u'_k u'_k}$ , который соответствует кинетической энергии флуктуаций и определяется из уравнения для осредненной энергии флуктуаций, являющегося следствием уравнений (21)

$$\frac{\partial b^2}{\partial t} + \frac{\partial u_k b^2}{\partial x_k} + \frac{\partial}{\partial x_k} (\overline{u'_k u'_i u'_j} + 2\overline{u'_k p}) = -2\overline{u'_k u'_i} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_k} - 2 \frac{q}{\theta_0} \overline{w' \theta'} + \varepsilon. \quad (24)$$

Искомые уравнения учитывают адвекцию, турбулентную диффузию, влияние сил давления, взаимодействие напряжений Рейнольдса и среднего движения, генерацию за счет сил плавучести, диссипацию (см. также [14, 23]). Следуя стандартным гипотезам замыкания, можно выписать систему соответствующих уравнений:

$$\begin{aligned} \overline{u'_i u'_j u'_k} &= -b\lambda_1 \left( \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u'_i u'_k}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j u'_k}}{\partial x_i} \right), \\ \overline{u'_k u'_j \theta'} &= -b\lambda_2 \left( \frac{\partial \overline{u'_k \theta'}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_j \theta'}}{\partial x_k} \right), \\ \overline{u'_i \theta'^2} &= -b\lambda_3 \left( \frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial x_i} \right), \\ p' \frac{\partial \theta'}{\partial x_i} &= -\frac{b}{3l_1} \overline{u'_i \theta'} - \frac{1}{3} \delta_{i3} \frac{q}{\theta_0} \overline{\theta'^2}, \\ p' \left( \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} \right) &= -\frac{b}{3l_1} \left( \overline{u'_i u'_j} - \frac{1}{3} \delta_{ij} b^2 \right) + cb^2 \left( \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right). \end{aligned} \quad (25)$$

Здесь  $c$ ,  $l_1$ ,  $\lambda_i$  – константы, задающие масштабы турбулентных вихрей и меру их влияния на среднее движение, а также анизотропность атмосферной турбулентности. Система уравнений (25) выписана без достаточного обоснования в смысле ее применения для движений разных масштабов. Если для турбулентности в масштабах нескольких метров ее обоснованность можно подтвердить экспериментальным путем, то в крупномасштабных процессах, в движениях планетарного масштаба ее обоснованность подлежит отдельному доказательству. Это можно выполнить, если четко задан спектр пульсаций и спектр среднего движения. Тогда, либо система (25) выполняется с заданной точностью для двух отделенных спектральных интервалов среднего и пульсационного движений соответственно, или проблема замыкания решается иным методом. По точности решения задачи замыкания можно предвидеть возможную предсказуемость глобального атмосферного процесса. Для этого, однако, необходимо, чтобы модельный аналог глобального атмосферного процесса представлял собой энергетически замкнутую систему, как можно близкую к реальному процессу и особенно за пределом спектрального интервала среднего движения. Запись уравнений гидродинамического прогноза через функцию тока  $\psi$  и потенциал  $\phi$  приводит уравнения динамики атмосферы к аналитическому виду. В полной записи система уравнений вихря и дивергенции через функцию тока и потенциал имеет следующий вид (см. напр., [3, 14, 31]):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta \psi}{\partial t} + \frac{1}{a^2 \sin \theta} (\psi_i \Delta \psi + 2\omega a^2 \cos \theta) + \frac{1}{a^2} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \frac{\partial (\Delta \phi + 2\omega a^2 \cos \theta)}{\partial \theta} + \frac{1}{a^2 \sin \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} \frac{\partial \Delta \phi}{\partial \lambda} - \\ - W \frac{\partial \Delta \phi}{\partial \zeta} - a^2 \frac{\partial W}{\partial \theta} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \zeta} + \frac{a}{\sin \theta} \frac{\partial W}{\partial \lambda} \frac{\partial v_\theta}{\partial \zeta} = \frac{1}{T_{cp} \sin \theta} (\Phi, T) - (\Delta \psi + 2\omega a^2 \cos \theta) \frac{\partial W}{\partial \zeta}, \end{aligned} \quad (26)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta \phi}{\partial t} - W \frac{\partial \Delta \phi}{\partial \zeta} - a \frac{\partial W}{\partial \theta} \frac{\partial v_\theta}{\partial \zeta} + \frac{a}{\sin \theta} \frac{\partial W}{\partial \lambda} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \zeta} + \Delta \Phi + 2 \left[ \left( \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} \right)^2 + \left( \frac{\partial v_\lambda}{\partial \theta} \right)^2 \right] + \frac{1}{a^2} (\Delta \phi) - \\ - \frac{a}{2} \Delta \phi \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} - \frac{2}{a} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \theta} \Delta \psi + \frac{v_\theta}{a} \frac{\partial \Delta \phi}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial \Delta \phi}{\partial \lambda} + v_\theta^2 + v_\lambda^2 - 2\omega \cos \theta \Delta \psi + 2\omega \sin \theta v_\lambda = 0, \end{aligned} \quad (27)$$

где  $\Phi = \frac{1}{p} RT_{cp} p'$ ,  $p' = p - p(z)$ ,  $\zeta = p/\bar{p}$ ,  $T' = T - T(z)$ ,  $W = \frac{1}{p} g \bar{p}(z) v_z$ ,  $a$  – радиус

Земли;  $v_\theta, v_\lambda$  – компоненты скорости в сферической системе координат;  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли;  $T$  – температура;  $g$  – ускорение силы тяжести. Аналитичность здесь остается в основном в операторах  $\Delta\psi$  и  $\Delta\varphi$ , а в операторах, где учтен фактор бароклинности, явно отменяется.

Уравнения (26)-(27) простым суммированием с домножением второго уравнения на  $i$  приводятся к одному уравнению относительно комплексного потенциала скорости. При решении искомой системы получаются значения потенциала  $\varphi$  и функции тока  $\psi$ , которые, однако, не дают в сумме комплексный потенциал скоростей (не выполнение условий Коши-Римана). Аналитичность решения нарушают члены, связанные с учетом турбулентности, бароклинной неустойчивости, температурной неоднородности подстилающей поверхности и рельефа. Если влияние рельефа и температурной неоднородности задавать посредством методов теории плоского поля, то аналитичность решения будет сохранена. Неаналитичность начальных условий снимается также методом инициализации. Особая роль принадлежит фактору бароклинной неустойчивости в трехмерных многоуровневых моделях прогноза. Этот фактор трактуется в подсеточном масштабе в виде учета конвекции, привязанной к приземным турбулентным потокам тепла, а также к моделям лучистого переноса. Однако, на каждом шаге по времени приходится вводить, так называемое, «конвективное приспособление». А именно, если расчетный вертикальный градиент температуры превышает сухоадиабатический, то он искусственно приравнивается к некоему стандарту, полагая, что это выполняется в природе конвекцией. Дело еще и в том, что «конвективное приспособление» приходится вводить и в районах, где конвекция отсутствует. Выход из этого положения ищут в создании все более полных моделей расчета стратификации, которые полностью моделируют динамику облачности и осадков при учете лучистых притоков. Но каждая такая модель конвекции, включенная в схему глобального прогноза, привносит свои ошибки, например, за счет отсутствия точных начальных условий при редкой сети метеорологических станций. Поэтому, так называемый «шоковый эффект» превышения температурного градиента не удается устранить. Фактически, «конвективное приспособление» – это один из основных блоков модели прогноза, который привносит расчетную остаточную турбулентность. Следовательно, на каждом временном шаге вводится искусственная коррекция расчета, устраняющая понятие непрерывности и дифференцируемости, а, тем самым, и сам метод интегрирования дифференциальных уравнений. Векторы  $v_\theta, v_\lambda$  могут быть выражены через потенциал и функцию тока в следующей стандартной форме

$$v_\theta = \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial \varphi}{\partial \theta}; \quad v_\lambda = \frac{1}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda}$$

или в комплексно-значной форме аналитических функций:

$$V = v_\lambda - i v_\theta = \left( \frac{1}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda} \right) - i \left( \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} \right);$$

$$U = v_\lambda + i v_\theta = \left( \frac{1}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda} \right) + i \left( \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} \right).$$

Тензор рейнгольдсовых напряжений определяется тремя векторами  $\vec{p}_x, \vec{p}_y, \vec{p}_z$ , которые представимы в форме аналитического представления:

$$\begin{aligned} \vec{p}_x - i \vec{p}_y &= \vec{i}(v_{11} - i v_{21}) + \vec{j}(v_{12} - i v_{22}) + \vec{k}(v_{13} - i v_{23}); \\ \vec{p}_x + i \vec{p}_y &= \vec{i}(v_{11} + i v_{21}) + \vec{j}(v_{12} + i v_{22}) + \vec{k}(v_{13} + i v_{23}); \\ \vec{p}_z &= \vec{i} v_{31} + \vec{j} v_{32} + \vec{k} v_{33}. \end{aligned} \quad (28)$$

Тогда матрица переходов от ортов к векторам ( $\vec{i} - \vec{ij}$ ,  $\vec{i} + \vec{ij}$ ,  $\vec{k}$ ):

$$\begin{vmatrix} v_{11} - iv_{21} - i(v_{12} - iv_{22}) & v_{11} - iv_{21} + i(v_{12} - iv_{22}) & v_{13} - iv_{23} \\ v_{11} + iv_{21} - i(v_{12} + iv_{22}) & v_{11} + iv_{21} + i(v_{12} + iv_{22}) & v_{13} + iv_{23} \\ v_{31} - iv_{32} & v_{31} + iv_{32} & v_{33} \end{vmatrix} \quad (29)$$

Выражение (29) фактически является тензором рейнольдсовых напряжений второго ранга в форме аналитического представления. Уравнения замыкания с учетом силы Кориолиса в аналитической форме можно выписать в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V'^2}{\partial t} = & -\frac{i}{a} \left[ \overline{V'^2 L_1(\bar{V})} + 2\bar{V}'\overline{V'L_1(V')} + \overline{V'^2 L_1(V')} \right] - \\ & -\frac{i}{a} \left[ L_2(\bar{V})\overline{V'U'} + \bar{V}'\overline{UL_2(V')} + \overline{UV'L_2(V')} + \overline{V'UL_2(V')} \right] + \\ & + 4\omega i \cos \theta \overline{V'^2} + \frac{2i}{a} \overline{V'L_6(\Phi')}, \\ \frac{\partial U'^2}{\partial t} = & -\frac{i}{a} \left[ \overline{V'U'L_3(\bar{U})} + \bar{V}'\overline{UL_3(U')} + \overline{UV'L_3(U')} + \overline{V'UL_3(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{a} \left[ \overline{U'^2 L_4(\bar{U})} + 2\bar{U}'\overline{UL_4(U')} + \overline{U'^2 L_4(U')} \right] - 4\omega i \cos \theta \overline{U'^2} + \frac{2i}{a} \overline{U'L_5(\Phi')}, \\ \frac{\partial \overline{V'U'}}{\partial t} = & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{V'^2 L_3(\bar{U})} + 2\bar{V}'\overline{V'L_3(U')} + \overline{V'^2 L_3(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{V'U'L_4(\bar{U})} + \overline{UV'L_4(U')} + \overline{V'UL_4(U')} + \overline{V'U'L_4(U')} \right] + \\ & + \frac{i}{a} \overline{V'L_6(\Phi')} - \frac{i}{2a} \left[ \overline{U'^2 L_2(\bar{V})} + 2\bar{U}'\overline{UL_2(U')} \right] - \\ & -\frac{i}{2a} \left[ \overline{UV'L_1(\bar{V})} + \overline{UV'L_1(V')} + \overline{V'UL_1(V')} + \overline{V'U'L_1(V')} \right], \end{aligned} \quad (30)$$

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

Тензор

$$\begin{vmatrix} \overline{V'^2} & -\overline{U'V'} & \overline{w'V'} \\ -\overline{U'V'} & \overline{U'^2} & -\overline{w'U'} \\ \overline{w'V'} & \overline{w'U'} & \overline{w'^2} \end{vmatrix} \quad (31)$$

идентичен тензору (29). Уравнения замыкания горизонтальной турбулентности (30) разрешаются как спектральным методом в базисе вектор-тензор сферических функций, так и спектрально-сеточным методом, который для них предпочтительнее. Выпишем уравнение спектрального аналога на примере уравнения (31)

$$\begin{aligned} \sum_{l=2}^{L_{cp}} \sum_{n=1}^l \frac{\partial \overline{(V'^2)}_{l,n}}{\partial t} T_{2n}^l = & \sum_{k=2}^{L_{max}} \sum_{S=-kq=L_{cp}}^l \sum_{j=-q}^{L_{max}} \sum_{p=2}^q \sum_{r=-pv=|k-q|}^{L_{max}} \sum_{\mu=|v-p|}^{k+q} \sum_{\nu=|v-p|}^{\nu+p} \left\{ ae \frac{(p+1)^{1/2}}{a} \times \right. \\ & \times \left[ C_{1,1,2}^{k,q,\nu} C_{2,0,2}^{\nu,p,\mu} (V'_{k,s} V'_{q,j} \bar{V}'_{p,r} + 2\bar{V}'_{k,s} V'_{q,j} \bar{V}'_{p,r} + V'_{k,s} V'_{q,j} V'_{p,r}) \right] T_{2,s+j+r}^\mu + \\ & + \frac{\sqrt{(p+2)(p-1)}}{a} ae \left[ C_{2,1,3}^{k,q,\nu} C_{3,-1,2}^{\nu,p} \bar{V}'_{k,s} V'_{q,j} U'_{p,r} + C_{1,-1,0}^{k,q,\nu} C_{0,2,2}^{\nu,p,\mu} \bar{V}'_{k,s} U'_{q,j} V'_{p,r} + \right. \\ & \left. + C_{-1,1,0}^{k,q,\nu} C_{0,2,2}^{\nu,p,\mu} \bar{U}'_{k,s} V'_{q,j} V'_{p,r} + C_{1,-1,0}^{k,q,\nu} C_{0,2,2}^{\nu,p,\mu} V'_{k,s} U'_{q,j} V'_{p,r} \right] T_{2,s+j+r}^\mu \left. \right\} + \end{aligned}$$



$$\begin{aligned}
 & + \sum_{k=L+1}^{L_{\max}} \sum_{S=-k}^k \sum_{q=L+1}^{L_{\max}} \sum_{j=-qv}^{q} \sum_{v=|k-q|}^{k+q} \gamma \left[ C_{1,1,2}^{k,q,v} V'_{k,s} V'_{q,j} 4\omega i T_{00}^v T_{2,s+j}^v - \right. \\
 & \quad \left. - \frac{2\sqrt{q(q+1)}}{a} C_{1,-1,0}^{k,q,v} C_{0,2,2}^{v,p,\mu} V'_{k,s} \Phi'_{q,j} T_{2,s+j}^v \right], \\
 & \quad ae = C_{s,j,s+j}^{k,q,v} C_{s+j,r,s+j+r}^{v,p,\mu}, \quad \gamma = C_{s,j,s+j}^{k,q,v} \quad (32)
 \end{aligned}$$

Приравняв коэффициенты при вектор-тензор-сферических функциях  $T_{2,n}^1$ , получим систему дифференциальных уравнений относительно мод  $\overline{V_{l,n}^{\prime 2}}$ . Здесь:

$$T_{m,n}^l = e^{i n \varphi} p_{m,n}^l(\cos \theta), \quad T_{m,n}^l T_{p,s}^k = \sum_{v=|k-l|}^{k+1} C_{m,p,m+p}^{l,k,v} C_{n,s,n+s}^{l,k,v} T_{m+p,n+s}^v,$$

$$p_{m,n}^l(\cos \theta) = -i^{-m-n} \sqrt{\frac{(1+m)!(1-n)!}{(1+m)!(1+n)!}} \left[ \frac{1+\cos \theta}{1-\cos \theta} \right]^{\frac{m+n}{2}} \times \sum_{j=\max(m,n)}^l \frac{(l+1)! i^{2j}}{(l-j)!(j-m)!(j-n)!} \left[ \frac{1-\cos \theta}{2} \right]^j,$$

где  $C_{m,p,m+p}^{l,k,v} C_{n,s,n+s}^{l,k,v}$  – коэффициенты Клебша-Жордана. Далее вводится разложение [13]

$$\tilde{V} = -V_{\varphi} - iV_{\theta} = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{n=-l}^l V_{l,n} T_{1,n}^l,$$

$$\tilde{U} = V_{\varphi} - iV_{\theta} = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{n=-l}^l U_{l,n} T_{-1,n}^l,$$

$$W = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{n=-l}^l W_{l,n} T_{0,n}^l,$$

где  $V_{l,n} = v_{l,n} + i v_{l,n}$ ,  $U_{l,n} = u_{l,n} + i u_{l,n}$ ,  $W_{l,n} = w_{l,n} + i w_{l,n}$ ,  $T_{1,n}^l = e^{i n \varphi} p_{1,n}^l(\cos \theta)$ ,  $T_{-1,n}^l = e^{i n \varphi} p_{-1,n}^l(\cos \theta)$ ,  $T_{0,n}^l = e^{i n \varphi} p_{0,n}^l(\cos \theta)$ . Тогда искомые уравнения описывают процесс уже в низкочастотном диапазоне [1, 14, 30].

**Связь с сингулярностью метеополей и соответствующими атмосферными процессами.** Согласно уравнению кинетической энергии, являющемуся спектральным аналогом уравнения (27), транспорт энергии по направлению волнового вектора при наличии преимущественной аксиальности векторов при повышении модуля волнового вектора встретит сопротивление в виде возрастающего веса тензорной плотности. Более того, если на конце спектрального интервала движение почти полностью определяется аксиальными векторами, то следует ожидать адвекции (транспорта, трансформации) кинетической энергии в сторону, противоположную направлению волнового вектора. Поэтому двойное интегрирование тензора третьего ранга приводит к «адвекции детерминированности» в сторону среднего движения и к вырождению турбулентности. Временной интервал транспорта энергии в обратном направлении зависит от усечения модели прогноза. С точки зрения физики, вырождение турбулентности обусловлено тем, что на конце спектрального интервала движение вполне определенное, а именно, это фронты, имеющие четкую структуру, а также конвективные ячейки и орографические ветра. Если бы турбулентность развивалась стохастически, то ее трансформация вдоль волнового вектора не могла бы привести к четким структурам, например, в виде фронтов. Поэтому развитие турбулентности необходимо привязано к указанным структурам, и она соответственно постепенно вырождается. Практически турбулентность может сохраняться в масштабах, меньших, чем для указанных структур, и тогда в этих масштабах вполне применимы приведенные выше формулы замыкания. Однако, и после проведения операций по вырождению турбулентности, остаются физически обоснованные четвертые моменты, которые свернулись во вторые и своим весом определяют проблему предсказуемости.

Далее, операции свертки для замыкания должны привести только к аксиальным векторам или, что аналогично, к элементам теории плоского поля. Вырождение турбулентного режима должно привести к вырождению сингулярности. Выделяя сингулярности в результативной части, полученной в теории плоского поля, можно выполнить операцию замыкания в турбулентном режиме [14]. Оставим от уравнения кинетической энергии (30) только два оператора

$$\frac{\partial \overline{V'U'}}{\partial t} = \frac{i}{a} \overline{V'L_6(\Phi')}, \quad (33)$$

выразив  $\Phi'$  через  $\phi$  комплексного потенциала скорости  $w$ , а компоненты скорости  $V'$  через функции  $\psi$  того же потенциала скорости, получаем возможность экономно решить систему уравнений (32) с достаточной для наших целей точностью. В уравнениях (32) спектральные представления пульсационной части заменяются элементами рядов Лорана, а конкретнее, вычетами полюсов. Тогда в физически понятных элементах комплексных полей уравнения (32) легко разрешимы. В разложении Лорана, в спектр пульсационного движения относим полюса выше первого порядка, т.к.

$$\overline{R} = X - iY = i\rho\Gamma\overline{v_\infty}, \quad \text{res } f(\infty) = -C_{-1}, \quad (34)$$

т.е.

$$f(z) = -\frac{1}{2\pi i} \oint_{C'} \frac{f(\zeta)d\zeta}{\zeta - z} = \frac{C_{-1}}{z - a} + \left[ \frac{C_{-2}}{(z - a)^2} + \dots + \frac{C_{-n}}{(z - a)^n} + \dots \right].$$

В тоже время возмущения фронтального типа относятся к зоне среднего движения, т.к. включают полюса только первого порядка

$$V_x - iV_y = \frac{df}{d\zeta} = \frac{\Gamma}{2\pi i} \left\{ \frac{1}{\zeta - \zeta_0} + \sum_{k=1}^{\infty} \left[ \frac{1}{\zeta - \zeta_0 - k_1} + \frac{1}{\zeta - \zeta_0 + k_1} \right] \right\} + \frac{d}{d\zeta} \left[ \sum_{k=1}^n \Gamma_k \ln(\zeta - b_k) \right] + \frac{C_m}{(z - a_m)^m} + \frac{C_{m-1}}{(z - a_{m-1})^{m-1}} + \frac{C_1}{z - a_1},$$

а к зоне пульсационного движения отнесем выражение в скобках.

Баланс углового момента определяем по известной теореме Блазиуса-Чаплыгина через силы внешнего давления, возникающие в местах нарушения искомого баланса

$$L = -\oint_C p[x \cos(n, \wedge y) - y \cos(n, \wedge x)] dz = \oint_C p[x \cos \theta + y \sin \theta] dS = \oint_C p[x dx + y dy].$$

Угловой момент определяется как

$$L = \text{Re} \left[ -\rho v_\infty \overline{\sum_{k=1}^m \Gamma_k b_k} - i\rho M \overline{v_\infty} \right]$$

и естественно при этом

$$\text{res } v(z_1) + \text{res } v(z_2) + \dots + \text{res } v(z_p) = -\text{res } \overline{v}(\infty).$$

В местах нарушения баланса углового момента возникают сингулярности порядка выше первого, что учитывается при решении уравнения (33). Т.е., есть возможность отслеживать связь сингулярностей в балансе углового момента с турбулентным режимом по уравнению (34). В результате можно определить вес неустановившегося режима движения и рассчитать частотную развертку типового процесса. Уравнение (33) существенно сокращено в правой части, однако, оставлен главный весовой член, который позволяет достаточно корректно проследить логическую схему процесса, а с помощью операций:

$$\frac{\overline{\partial u'_i u'_j}}{\overline{\partial u'_k u'_n u'_m}}, \quad \frac{\overline{\partial u'_i u'_j u'_k}}{\overline{\partial u'_r u'_n u'_m}}$$

можно осуществлять контроль по замыканию. В следующей работе мы представим результаты моделирования переноса энергии и баланса углового момента с учетом как атмосферного (эволюции крупномасштабных атмосферных образований), так и гидросферного и литосферного факторов, и, что очень важно, впервые оценим вклад в глобальный баланс наличия недавно открытого в ядре Земли естественного ядерного геореактора [31].

### Список литературы

1. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н. Астрофизическая модель глобального климата Земли – К.: Наук. думка, 2005. – 215 с.
2. Glushkov A.V., Rusov V.N., Loboda N.S., Khetselius O.Yu., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P. On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system // *Adv. Space Res.* – 2008. – Vol. 42. – P. 1614-1617.
3. Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф. Моделирование климата как задача взаимодействия триплета солитонов (постановка задачи) // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1999. – №38. – С.3-8.
4. Ефимов В.А. Математическая теория экспериментов по долгосрочному прогнозу динамики атмосферы южного полушария // *Труды ААНИИ.* – 1982. – Т. 385. – С. 12-115.
5. Peixoto J.P., Oort A.H. *Physics of Climate* – American Institute of Physics, 1992. – 520 p.
6. Оорт А.Х. Балансовые соотношения в земной климатической системе // *Динамика климата: Пер. с англ. Под ред. С. Манабе.* – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – С. 91-113.
7. Rosen R.D. The axial momentum balance of the earth and its fluid envelope // *Surv. Geophys.* – 1993. – Vol. 14. – P. 1-29.
8. Storch J.-S. The reddest atmospheric modes and the forcing of the spectra of these modes // *J. Atmos. Sci.* – 1999. – Vol. 56. – P. 1614-1626.
9. Kang I.-K., Lau K.-M. Principal modes of atmospheric circulation anomalies associated with global angular momentum fluctuations // *J. Atmos. Sci.* – 1994. – Vol. 51. – P. 1194-1205.
10. Storch J.-S. Angular momenta of the Antarctic and the Arctic Oscillations // *J. Clim.* – 2000. – Vol. 13. – P. 681-685.
11. Hou A.Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate // *J. Atmos. Sci.* – 1998. – Vol. 55. – P. 2437-2457.
12. Гурц А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280 с.
13. Амбросов С.В. Обобщенный критерий форм циркуляции атмосферы // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1999. – Вып. 38. – С. 164-168.
14. Амбросов С.В. Фактор макротурбулентности в типовых формах циркуляции атмосферы и в балансе по влагообороту и угловому моменту // *Метеорология, климатология и гидрология.* – 1999. – Вып. 38. – С. 59-63.
15. Wang C. ENSO, climate variability, and the Walker and Hadley circulations // *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future.* Eds H. Diaz and R. S. Bradley. – Springer, 2004. – 370 p.
16. Boer G.J., Sargent N.E. Vertically integrated budgets of mass and energy for the globe // *J. Atmos. Sci.* – 1985. – Vol. 42. – P. 1592-1613.
17. Trenberth K.E., Stepaniak D.P., Caron J.M. Interannual variations in the atmospheric heat budget // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107. – P. 4-1 – 4-15.
18. Kistler R., Kalnay E., Collins W. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly

means CD-ROM and documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2001. – Vol. 82. – P. 247-267.

19. Fyfe J.C., Boer G.J., Flato G.M. Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997–1999 ENSO cycle // Geophys. Res. Letters. – 1999. – Vol. 26. – P. 1601-1604.

20. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. // J. Atmos. Sci. – 1974. – Vol. 31. – P. 674-701.

21. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Препелица Г.П., Цененко И.А. Временная изменчивость содержания атмосферного метана: влияние САО // Оптика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 17. – С. 573-575.

22. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2006. – Vol. 132. – P. 447-465.

23. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Буянова Ю.Я. Ренорм-групповой подход к исследованию спектра турбулентности в атмосфере // Метеорология, климатология и гидрология. – 2004. – Вып. 48. – С. 286-292.

24. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Neural networks and multifractal modelling frustrated aquifer systems. “Underground” hydrology and global Earth angular momentum disbalance // Water Resources in Asia Pacific Region. – Kyoto (Japan). – 2003. – P. 1355-1358.

25. Глушков А.В., Хохлов В.Н. Атмосферный влагооборот, телеконнекция, ячейки Гадлея и баланс энергии, углового момента // Environment of Siberia, the Far East, and the Arctic. – 2001. – Vol. 1. – P. 23-26.

26. Кивганов А.Ф., Глушков А.В., Хохлов В.Н. Взаимодействие и распад солитонов в теории атмосферных образований // Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып. 45. – С. 10-16.

27. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // Nonlin. Processes Geophys. – 2004. – Vol. 11. – P. 285-293.

28. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // J. Hydrol. – 2006. – Vol. 322. – P. 14-29.

29. Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Khokhlov V.N., Borovskaya G.A. Super low-frequency planetary solitons. Entropy approach and hydrodynamical precalculating atmosphere processes in 4-D space // Preprint Odessa Environmental University. – 2001, N3. – 8 p.

30. Машкович С.А. Спектральные модели общей циркуляции атмосферы и численного прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 284 с.

31. Rusov V.D., Pavlovich V. N., Vaschenko V.N., et al. Geantineutrino spectrum and slow nuclear burning on the boundary of liquid and solid phases of Earth’s core // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – B09203.

#### **Глобальні механізми в атмосферних моделях та баланс кутового моменту Землі .**

**Глушков О.В., Хохлов В.М., Свиначенко А.А., Серга Е.М.**

*У роботі розглянуті нові підходи до опису глобальних механізмів в атмосферних моделях та розрахунок балансу кутового моменту Землі.*

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

#### **Global mechanisms in atmosphere models and balance of the Earth moment .**

**Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Serga E.N.**

*New approaches to description of global mechanisms in atmosphere models and calculation of the Earth angle moment balance are presented.*

**Keywords:** angle moment balance, atmosphere models, teleconnection

## ОСОБЛИВОСТІ ЗМІНИ МІСЯЧНОЇ КІЛЬКОСТІ АТМОСФЕРНИХ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ ПРОТЯГОМ ХХ СТОЛІТТЯ

*Розглядається динаміка режиму зволоження території Одеської області влітку та взимку протягом ХХ століття. З'ясовується, що розподіл місячної кількості опадів має значну неоднорідність як у просторі, так і за часом, зумовлену різними умовами опадоутворення у першій та у другій половині минулого століття.*

**Ключові слова:** опади, тенденція, мінливість, просторовий розподіл.

**Постановка проблеми.** Глобальне потепління клімату, яке розпочалося у кінці минулого століття, продовжується ще з більшою інтенсивністю і на початку ХХІ століття [1-7]. Як відомо, важливою складовою і глобального, і регіонального клімату є атмосферні опади. Утворення і випадіння опадів на півдні України – наслідок складних циркуляційних процесів, що визначають тепло- і вологообмін в атмосфері. Розподіл кількості опадів в окремих районах і, насамперед в Одеському регіоні, вказує на значну неоднорідність цього поля.

Як відомо, інформація про режим зволоження на конкретній території дає змогу виявити його внутрішню структуру, діапазон коливання як у просторі, так і за часом кількості опадів за місяць, сезон, рік, встановити рівень зволоження території.

У цій статті викладаються основні результати одного з розділів науково-дослідної роботи „Кліматичні ресурси Одеської області для цілей сталого розвитку регіону”, що виконується на кафедрі фізики атмосфери та кліматології Одеського державного екологічного університету.

**Аналіз останніх досліджень і публікацій.** Знання про атмосферні опади необхідні для планування роботи різних галузей господарської діяльності будь-якої країни. Це сільська, будівельна, комунальна галузі та потреби багатьох інших підрозділів, в яких необхідно враховувати кліматичні особливості при плануванні соціально-економічного розвитку регіону, при проектуванні промислового та житлового будівництва.

Питанням дослідження статистичної структури полів середньомісячної кількості опадів для районів України займалися багато українських вчених та зокрема науковців Одеського державного екологічного університету [8-11]. Це дозволило детально з'ясувати макроструктуру полів місячної кількості опадів. Але відомо, що атмосферні опади суттєво змінюються по площині і навіть на такій порівняно невеликій території, яку займає Одеська область, місячні, сезонні та річні коливання опадів дуже різняться у просторовому розподіленні.

Як правило, зміна регіональної температури повітря відповідає глобальним змінам температури повітря, кількості опадів, які у свою чергу є похідними від зміни характеру та інтенсивності циркуляції атмосфери протягом останнього століття. Регіональна циркуляція атмосфери є складовою частиною загальної і формує режим метеорологічних величин у регіоні.

Про інтенсивність зміни температурного режиму планети судять на основі аналізу глобальної осередненої річної температури Землі, яку вважають інтегральною характеристикою глобальної кліматичної системи. Аналіз емпіричних даних дозволяє зробити наступні висновки: у 40-х роках 20 ст. закінчилося потепління у північній півкулі, яке розпочалося на початку століття; до 70-х років тривав процес відносно незначних коливань клімату; у середині 70-х років у північній півкулі потепління поновлюється з більшою інтенсивністю, ніж у попередні роки і продовжується до теперішнього часу [3].

Взимку осереднене положення баричного приземного поля першого періоду для території України визначалося впливом західного виступу Сибірського максимуму з низькою температурою повітря, виникненням радіаційних туманів і тривалим утриманням снігового покриву.

Осереднене положення баричного приземного поля другого періоду характеризувалося впливом західного виступу Сибірського антициклону тільки на сході країни, а на решті території перебувала улоговина низького тиску, що супроводжувалась пом'якшенням клімату. Однак, нерідко улоговина сприяла вторгненню холодного арктичного повітря і посиленню західного виступу Сибірського максимуму, тобто різкому і тривалому зниженню температури повітря до значних від'ємних аномалій, утворенню високого снігового покриву і радіаційних туманів.

Зимом осереднене поле приземного атмосферного тиску третього періоду зумовлювалося поширенням впливу на територію України субтропічного максимуму з переважно теплими зимами.

Зміни середньої приземної циркуляції від періоду до періоду відбувалися також і у літній сезон. Вони проявлялися значно менше, оскільки інтенсивність циркуляції атмосфери у теплий період істотно послаблена порівняно з холодним. Найчастіші перетворення приземної циркуляції атмосфери характерні для останнього періоду. Вони проявляються у поширенні на схід області Азорського антициклону.

У літній сезон у зазначені періоди циркуляція атмосфери також зумовлювала різні погодні умови в Україні. На початку періоду погода характеризувалась тривалими посушливими синоптичними процесами, що формувалися у сухому жаркому повітрі Азорського максимуму, який часом поповнювався ядрами холодного повітря. За таких умов короткочасно знижувався температурний фон, але характер вологості не змінювався.

Протягом другого періоду погодні умови влітку формувалися під впливом розмитого баричного поля, в основному циклонічного характеру. Відмічалися тривалі дощі і зниження температури повітря.

У третій період синоптичні процеси літом визначалися вузькою улоговиною, спрямованою на Україну з півночі. Погодні умови порівняно з попередніми періодами були мінливішими.

Отже, циркуляція атмосфери повітря на території Європи на початку ХХ століття відрізнялася від циркуляції атмосфери останніх десятиріч. Зима наприкінці цього століття стала дощовою і теплою, а літо – дощовим і прохолодним [12]. Тому, зміни атмосферного зволоження наприкінці ХХ століття зумовлювали наближення агрокліматичних ресурсів до сприятливіших умов для вегетації сільськогосподарських культур і сприяли посиленню інтенсифікації сільськогосподарського виробництва і підвищенню його продуктивності.

Враховуючи практичну значущість прогнозування атмосферних опадів, доцільно було оцінити просторово-часову динаміку їх змінювання в Одеському регіоні. Запропоновані ВМО [13] стандартні кліматологічні періоди 1891-1965 рр. та 1961-1990 рр. дозволили виявити особливості вікових змін місячної кількості атмосферних опадів на території області протягом минулого століття.

**Виклад основного матеріалу дослідження.** Для визначення динаміки зволоження Одеського регіону протягом ХХ століття були використані дані місячних сум опадів кліматичних довідників за два періоди: 1891-1965 рр. [14] та за стандартний період 1961-1990 рр. [15] по десяти станціях цієї області.

Значення місячних сум опадів за зимовий період (грудень, січень, лютий) представлені в табл. 1. В таблицях, що розглядаються, використані такі умовні позначення: максимальні значення представлені курсивом, а мінімальні – підкреслені.

Таблиця 1 – Місячна кількість опадів на станціях Одеського регіону за два різних періоди (мм)

№	Станція	1891-1965 рр.				1961-1990 рр.			
		грудень	січень	лютий	$\bar{x}$	грудень	січень	лютий	$\bar{x}$
1	Любашівка	<b>28</b>	<b>23</b>	<b>25</b>	<b>25</b>	43	40	39	41
2	Затишшя	33	<b>23</b>	26	27	40	39	39	39
3	Сербка	33	28	<b>25</b>	29	<b>37</b>	<b>31</b>	<b>29</b>	<b>32</b>
4	Роздільна	33	<b>23</b>	26	27	40	37	37	38
5	Одеса	33	<b>31</b>	28	31	<b>48</b>	<b>42</b>	41	<b>44</b>
6	Б.-Дністров.	35	29	27	30	41	33	31	35
7	Сарата	31	<b>23</b>	<b>25</b>	26	39	33	34	35
8	Болград	33	25	<b>34</b>	31	39	34	39	37
9	Вилкове	<b>40</b>	30	28	33	46	39	<b>47</b>	<b>44</b>
10	Ізмаїл	33	26	26	<b>28</b>	42	36	43	40
	Середнє	33	26	27	28	42	36	38	39

Як випливає з табл. 1, по Одеському регіону максимум місячної кількості опадів взимку припадає на грудень, а мінімум – на січень. На півночі області (ст.ст. Любашівка, Затишшя, Сербка, Роздільна) опади складають у середньому за цей сезон 25-29 мм у першому та 32-41 мм у другому періодах. Для південних станцій (ст.ст. Одеса, Б.-Дністровський, Сарата, Болград, Вилкове, Ізмаїл) опади такі: 26-33 мм та 35-44 мм відповідно. Таким чином, з табл. 1 видно, що у другій половині ХХ століття місячні суми опадів зростають на всіх станціях Одеської області.

Для більш детального аналізу змінення місячних сум опадів розглянемо розподіл цієї кліматичної характеристики по окремих місяцях зимового сезону за два періоди. В якості прикладу на рис.1 представлена місячна кількість опадів на 10 станціях Одеського регіону у грудні.

Аналіз рис. 1 дає змогу визначити тенденцію до збільшення кількості опадів у грудні в період 1961-1990 рр. порівняно з періодом 1891-1965 рр. Максимальна кількість опадів у грудні склала 48 мм на ст. Одеса, а мінімальна – 37 мм на ст. Сербка. В період 1891-1965 рр. екстремальні значення були меншими і становили 40 мм на ст. Вилкове та 28 мм на ст. Любашівка. Різке збільшення кількості опадів у другій половині минулого століття спостерігається на станціях Любашівка та Одеса. На інших восьми станціях Одеського регіону це збільшення кількості опадів у грудні незначне. У січні спостерігається інша картина динаміки розподілу місячної кількості опадів (табл.1). У цьому місяці зафіксовано значне збільшення опадів в період 1961-1990 рр. на всіх станціях регіону крім станцій Сербка та Б.-Дністровський, на яких це збільшення незначне. Кількість опадів у січні в період 1891-1965 рр. коливається від 23 мм до 31 мм, а у другий період – в межах від 31 мм до 42 мм.

Місячна кількість опадів у лютому першого періоду змінюється від 25 мм до 34 мм, а в другому періоді – від 29 мм до 47 мм. У лютому, як і у попередні місяці зимового сезону, тенденція збільшення опадів у другому періоді залишається. Тільки на станціях Сербка, Б.-Дністровський та Болград опади суттєво не збільшилися.

Для визначення мінливості місячної кількості опадів узимку на протязі стандартного періоду (1961-1990 рр.) були використані дані середньоквадратичних відхилів за кожний місяць сезону [15], які представлені в табл. 2.

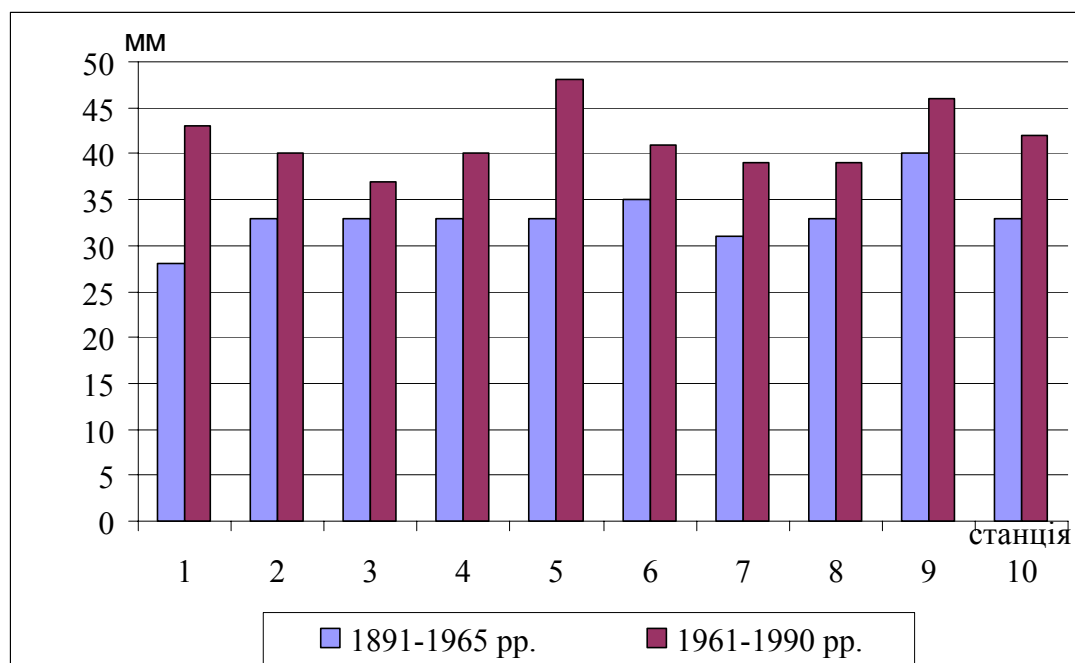


Рис. 1 – Місячна кількість опадів на станціях Одеського регіону за два різних періоди (грудень) [14,15].

Таблиця 2 – Середньоквадратичний відхил місячної кількості опадів (мм)

№	Станція	Місяць			
		Грудень	Січень	Лютий	Сезон
1	Любашівка	24,2	31,7	25,0	26,9
2	Затишшя	<b>23,6</b>	30,9	26,2	26,9
3	Сербка	25,0	23,1	<b>20,9</b>	<b>23,0</b>
4	Роздільна	24,8	31,3	23,7	26,6
5	Одеса	30,9	31,3	31,7	31,3
6	Б.-Дністровський	28,4	<b>19,5</b>	27,1	25,0
7	Сарата	26,0	26,6	24,3	25,6
8	Болград	27,4	30,8	27,3	28,5
9	Вилкове	33,3	31,1	<b>37,7</b>	<b>34,0</b>
10	Ізмаїл	<b>33,4</b>	<b>31,9</b>	29,9	31,7
Середнє		27,7	28,8	27,4	28,0

Як випливає з табл. 2, мінливість місячної кількості опадів для кожної станції Одеського регіону на протязі стандартного періоду є різною протягом зимового періоду. Наприклад, на ст. Любашівка максимальний середньоквадратичний відхил припадає на січень і складає 31,7 мм, а найменшим він є у грудні (24,2 мм). Опади на ст. Затишшя мають найбільшу мінливість у січні (30,9 мм), а найменшу – у грудні (23,6 мм). У середньому по регіону мінливість опадів максимальна у січні (28,8 мм) та мінімальна у лютому (27,4 мм). За зимовий сезон максимум середньоквадратичного відхилення зафіксовано на ст. Вилкове (34,0 мм), високим він є в опадах на ст. Одеса (31,3 мм) та ст. Ізмаїл (31,7 мм); найменшим він зареєстрований на ст. Сербка (23,0 мм). Слід також зауважити, що на станціях Одеської області зафіксовано різні значення середньоквадратичних відхилів і вони змінюються в межах від 19,5 мм (січень, ст. Б.-Дністровський) до 37,7 мм (лютий, ст. Вилкове).



В Україні просторовий розподіл опадів визначається загальними циркуляційними факторами. Зменшення річних сум опадів відбувається з півночі і північного заходу у напрямі на південь і південний схід. У теплий період року кількість опадів зменшується з північного сходу на південний схід і коливається від 450 мм до 300 мм і менше. У червні – липні повсюдно випадає максимальна за рік кількість опадів. Отже, в Україні спостерігається континентальний тип річного ходу опадів, за якого кількість опадів теплого періоду втричі перевищує кількість опадів холодного періоду [12].

На основі даних про місячні суми опадів на станціях Одеської області протягом двох періодів за червень, липень, серпень [14,15] були розраховані для кожної станції середні сезонні значення опадів, а також отримані середні статистичні показники цієї кліматичної характеристики для регіону, які представлені в табл. 3.

Таблиця 3 – Місячна кількість опадів на станціях Одеського регіону за два різних періоди (мм)

№	Станція	1891-1965 рр.				1961-1990 рр.			
		червень	липень	серпень	$\bar{x}$	червень	липень	серпень	$\bar{x}$
1	Любашівка	67	<b>49</b>	<b>49</b>	<b>55</b>	62	<b>82</b>	<b>55</b>	<b>66</b>
2	Затишшя	<b>69</b>	43	42	51	66	68	43	59
3	Сербка	<b>69</b>	44	43	52	60	65	44	56
4	Роздільна	<b>69</b>	43	42	52	<b>69</b>	69	40	59
5	Одеса	<b>49</b>	36	<b>32</b>	<b>39</b>	<b>42</b>	49	34	<b>42</b>
6	Б.-Дністров.	60	37	<b>32</b>	43	45	58	<b>33</b>	45
7	Сарата	68	37	37	47	63	61	42	55
8	Болград	62	46	38	49	67	54	50	57
9	Вилкове	<b>49</b>	<b>35</b>	33	<b>39</b>	46	<b>48</b>	36	43
10	Ізмаїл	54	43	<b>32</b>	43	57	51	38	49
	Середнє	61,6	41,3	38	47	57,7	60,5	41,5	54

З аналізу табл. 3 видно, що місячна кількість опадів за стандартний період у липні та серпні більша, ніж місячна кількість опадів за ті ж місяці 1891-1965 рр. по всіх станціях Одеського регіону, а в червні, навпаки.

Абсолютний максимум місячної кількості опадів складає 82 мм і зафіксовано у липні на ст. Любашівка у період 1961-1990 рр.; мінімум – у серпні на станціях Одеса, Б.-Дністровський, Ізмаїл (32 мм).

У середньому за сезон місячна кількість опадів на станціях Одеського регіону стандартного періоду перебільшує цю кількість першого періоду.

Для більшої наочності за даними табл. 3 побудовані діаграми розподілу кількості опадів за окремі місяці літнього сезону. В якості прикладу на рис. 2 представлена місячна кількість опадів на 10 станціях Одеського регіону у липні.

Як впливає з табл. 3 та рис. 2, за обидва періоди максимальна кількість опадів по Одеському регіону за літній сезон спостерігається на ст. Любашівка (66 мм), а мінімальна (42-43 мм) – на станціях Одеса та Вилкове.

Для дослідження мінливості місячної кількості опадів за червень, липень, серпень та взагалі за літній сезон по десяти станціях Одеського регіону були використані дані середньоквадратичних відхилів стандартного періоду [15], які представлені в табл. 4.

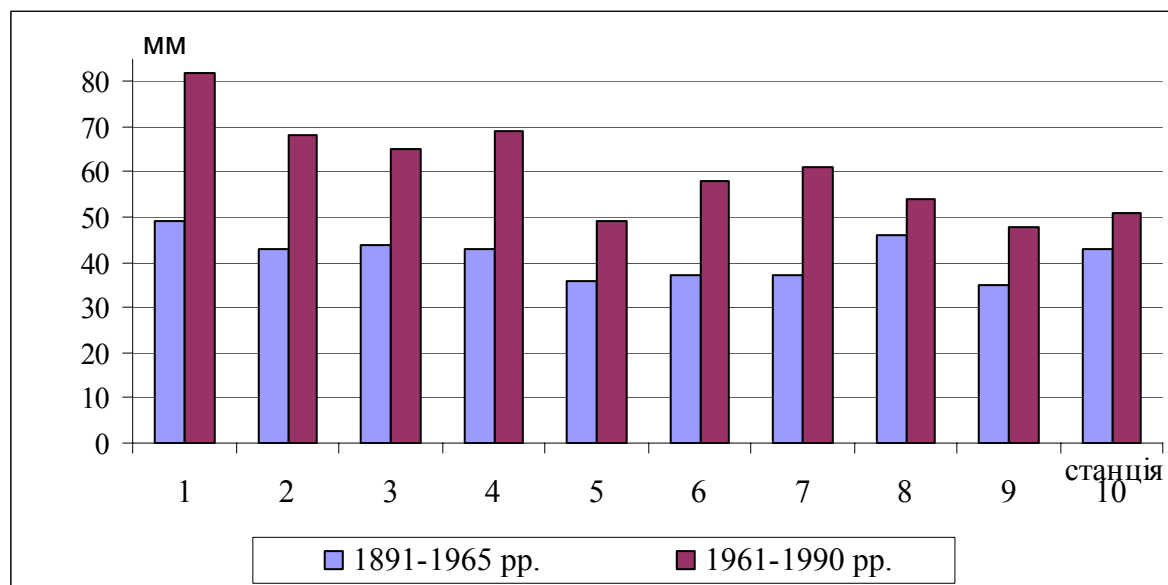


Рис. 2 – Місячна кількість опадів на станціях Одеського регіону за два різних періоди (липень) [14,15].

Таблиця 4 – Середньоквадратичний відхил місячної кількості опадів (мм)

№	Станція	Місяць			
		червень	липень	серпень	сезон
1	Любашівка	32,0	<b>49,9</b>	32,2	<b>38,0</b>
2	Затишшя	29,5	38,0	<b>24,4</b>	30,6
3	Сербка	34,9	37,3	32,8	35,0
4	Роздільна	32,1	30,2	32,4	31,6
5	Одеса	23,5	34,2	33,4	30,4
6	Б.-Дністров.	<b>22,1</b>	36,4	27,4	<b>28,6</b>
7	Сарата	<b>44,9</b>	37,9	27,9	36,9
8	Болград	<b>44,9</b>	<b>22,8</b>	<b>36,2</b>	34,6
9	Вилкове	27,9	23,0	35,6	28,8
10	Ізмаїл	29,7	31,6	29,5	30,3
Середнє		32,2	34,1	31,2	32,5

З табл. 4 видно, що липень має найбільшу мінливість місячної кількості опадів на переважній більшості станцій Одеського регіону (у середньому 34,1 мм). На даній території у середньому зафіксовано найменші значення середньоквадратичних відхилів у серпні (31,2 мм). Крім того, станції Любашівка (липень, 49,9 мм), Сарата та Болград (червень, 44,9 мм) характеризуються найбільшою мінливістю місячної кількості опадів. Найменша мінливість опадів характерна для таких станцій Одеського регіону: у червні – ст. Б.-Дністровський (22,1 мм), у липні – ст. Болград (22,8 мм), у серпні – ст. Затишшя (24,4 мм).

Співставлення даних за 1891-1965 pp. і 1961-1990 pp. виявляють особливості вікових змін кількості опадів протягом минулого століття на території Одеської області та дозволяють зробити наступні **висновки**:

- розподіл опадів на даній території має складний і неоднорідний характер, зумовлений неоднаковими по області орографічними та циркуляційними умовами;
- спостерігається тенденція до збільшення в регіоні місячної кількості опадів у зимові місяці з 28 мм та влітку з 47 мм до 39 мм та 54 мм відповідно до сезону у кінці XX століття порівняно з періодом 1891-1965 pp.;
- взимку середньоквадратичні відхили на станціях області коливалися в межах від 23,0 мм. до 34,0 мм.
- мінливість опадів у середньому по регіону найменша у лютому (27,4 мм) і найбільша у січні (28,8 мм), а за зимовий сезон взагалі становить 28,0 мм;

- влітку по Одеському регіону середньоквадратичні відхилення місячної кількості опадів мінімальні у серпні (31,2 мм) та максимальні у липні (34,1 мм), а за літній сезон по регіону складають 32,5 мм і коливаються в межах від 28,6 мм до 38,0 мм;
- в річному ході найбільша мінливість місячних сум опадів спостерігається влітку, а найменша – взимку.

Порівняння експериментальних даних за різні періоди вимірювання дає змогу визначити динаміку змінювання кліматичних характеристик, а це допоможе у майбутньому прогнозувати метеорологічні величини і враховувати ці зміни в різних галузях господарювання. Тому задачею подальшого дослідження є визначення динаміки режиму зволоження території Одеської області протягом ХХ століття за інші сезони року.

#### Список літератури

1. Хохлов В.М. Зв'язок між індексом Південного коливання та аномаліями температури глобального масштабу: нелінійний метод // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – Вип.3. – С. 49-55.
2. Khokhlov V. N., Glushkov A.V., Loboda N.S. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns // Q.J. Royal Meteorol. Soc. 2006. – V. 132. – P. 447-465.
3. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers* – Geneva: IPCC, 2007. – 18 p.
4. Хохлов В.Н. Количественное описание изменения климата Европы во второй половине ХХ века // Український гідрометеорологічний журнал. – 2007. – Вип. 2. – С. 35-42.
5. Vaettig M.B., Wild M., Imboden B.M. A climate change index: where climate change may be most prominent in the 21 st century // Geophys. Res. Lett., 2007. – V. 34. – L01705.
6. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю. Глобальне потепління і клімат України. – Київ: КНУ, 2002. – 116 с.
7. Степаненко С.Н., Тарнопольский А.Г. Современные методы и проблемы анализа и прогноза погоды в Украине // Матеріали Міжнародної конференції „Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”. – Одеса, 2003. – С. 171-177.
8. Школьний Є.П., Попович П.П. Дослідження статистичної структури поля середньомісячної кількості опадів для районів України у холодний період року// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 5-12.
9. Гордейчук О.П., Волошина О.В. Статистична структура полів температури і опадів на території України за теплий період// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 13-24.
10. Врублевская А.А., Мищенко Н.М., Сапунова Ю.А. Динамика режима осадков на юге Украины // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 126-136.
11. Лобода Н.С. Оценка влияния атмосферных процессов Северной Атлантики на формирование полей годового стока рек Украины // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – Вип.3. – С. 167-177.
12. *Клімат України* / за редакцією Ліпінського В.М., Дячка В.А., Бабіченко В.М. – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
13. ВМО. Сорок вторая сессия Исполнительного Совета. Женева, 11-22 июня 1990 г. Сокращенный отчет с резолюциями. – ВМО. – №739. – Женева, 1990. – 186 с.
14. *Справочник по климату СССР*, выпуск 10, Украинская ССР, часть IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 605 с.
15. *Климатологические стандартные нормы (1961-1990 гг.)*. – К.: 2002. – 446 с.

**Особенности изменения месячных сумм атмосферных осадков на территории Одесской области в течение ХХ века.** Рассматривается динамика режима увлажнения территории Одесской области летом и зимой в течение ХХ века. Выясняется, что распределение месячных сумм осадков имеет значительную неоднородность как в пространстве, так и во времени, обусловленную разными условиями образования осадков в первой и во второй половинах прошлого века.

**Ключевые слова:** осадки, тенденция, изменчивость, пространственное распределение.

**Features of change of the monthly sums of an atmospheric precipitation in territory of the Odessa area during the XX-th century.** Dynamics of moisture conditions is examined in summers and in winters of twentieth century over the territory of the Odessa region. It is found that distribution of the monthly precipitation sums has considerable heterogeneity both in space, and in time. It is conditioned by different conditions of precipitation formation in the first and in the second halves of the last century.

**Keywords:** precipitation, tendency, changeability, space distribution

## ІДЕНТИФІКАЦІЯ ХМАР І ОПАДІВ ЗА ПОЛЯРИЗАЦІЙНИМИ ПАРАМЕТРАМИ

*В статті розглядається можливість розпізнавання хмар і пов'язаних з ними небезпечних явищ погоди за поляризаційними сигналами їх луно-сигналів.*

*Ключові слова:* поляризація, параметри Стокса, матриця Стокса, купчасто-дощові хмари, опади.

**Передмова.** Радіолокаційне виявлення і дослідження купчасто-дощових хмар і зв'язаних з ними небезпечних явищ погоди таких як град, грози, зливи, шквали та снігопади до цього часу являють серйозну проблему, тому що мережеві МРЛ використовують як інформативний параметр амплітуду електромагнітної хвилі, а деякі МРЛ і частоту [1, 2]. В той же час найбільш інформативним радіолокаційним параметром є поляризація, яка зараз ніде не використовується в повному обсязі.

**Мета і методи досліджень.** Метою дослідження є розробка поляризаційної моделі, яка дозволяє пов'язати між собою поляризаційні параметри випроміненої та відбитої електромагнітної хвилі з характеристиками метеооб'єктів. При виявленні і розпізнаванні хмар і опадів, та пов'язаних з ними небезпечних явищ погоди, в статті використовується поляризаційний метод, в якому як інформаційні радіолокаційні параметри використані параметри Стокса і поляризаційна матриця розсіювання.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Атмосферні утворення, як об'єкти радіолокаційного спостереження, являють собою сукупність водяних крапель, які випадають або зависають, і льодяних кристалів. Вони і є відбивачами падаючої на них електромагнітної енергії. Поле, відбите окремою гідрометеорною частинкою, може бути записано у вигляді [3]

$$E_{\text{вд}} = S E_{\text{вн}}, \quad (1)$$

де  $E_{\text{вн}}$  і  $E_{\text{вд}}$  - напруженості полів випроміненої і відбитої хвиль відповідно,

$S$  - коефіцієнт, що характеризує відбивальні властивості гідрометеорної частинки.

Сигнали, відбиті від елементарних відбивачів, будуть складатися в точці прийому з випадковими амплітудами і фазами. Це обумовлено різними відбивальними властивостями як по амплітуді, так і по фазі льодяних і водяних частинок різних розмірів, випадковим характером зміни концентрації частинок внаслідок процесів випаровування, коагуляції і кристалізації, а також динамічними процесами, які відбуваються всередині атмосферних утворень. Отже сигнали, відбиті від метеорологічних об'єктів, будуть змінюватися в часі випадковим чином, внаслідок чого вираз (1) для сукупності відбивачів може бути переписаний у вигляді

$$E_{\text{вд}}(t) = S(t) E_{\text{вн}}(t), \quad (2)$$

де  $S(t)$  - комплексний коефіцієнт, що змінюється в часі випадковим чином, як по модулю, так і по фазі. Він описує відбивальні властивості сукупності відбивачів.

У загальному випадку випромінену електромагнітну хвилю можна вважати поляризованою еліптично. Аналітичне завдання поляризації такої хвилі може бути і за допомогою параметрів Стокса. При завданні поляризації випроміненої і відбитої

хвиль параметрами Стокса поляризаційний стан випроміненої і відбитої хвиль будуть описуватися матрицями-стовпцями

$$\begin{bmatrix} I_{\text{вп}} \\ Q_{\text{вп}} \\ U_{\text{вп}} \\ V_{\text{вп}} \end{bmatrix}, \quad \begin{bmatrix} I_{\text{вд}} \\ Q_{\text{вд}} \\ U_{\text{вд}} \\ V_{\text{вд}} \end{bmatrix}, \quad (3)$$

в результаті чого вираз (2) для такого способу завдання поляризації буде мати вигляд:

$$\begin{bmatrix} I_{\text{вд}} \\ Q_{\text{вд}} \\ U_{\text{вд}} \\ V_{\text{вд}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{11} & T_{12} & T_{13} & T_{14} \\ T_{21} & T_{22} & T_{23} & T_{24} \\ T_{31} & T_{32} & T_{33} & T_{34} \\ T_{41} & T_{42} & T_{43} & T_{44} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} I_{\text{вп}} \\ Q_{\text{вп}} \\ U_{\text{вп}} \\ V_{\text{вп}} \end{bmatrix} \quad (4)$$

або в матричній формі

$$[S_{\text{вд}}] = [T] \cdot [S_{\text{вп}}], \quad (5)$$

де  $[T]$  - матриця дійсних коефіцієнтів, які повністю визначають відбивальні властивості метеорологічних об'єктів.

Ця матриця являє собою аналог матриці Мюлера в оптиці. Ми будемо називати її матрицею розсіювання за Стоксом (по запису параметрів поляризації матрицею-стовпцем Стокса). Відзначимо, що елементи матриці розсіювання за Стоксом в залежності від характеру використаних параметрів Стокса (миттєвих або осереднених) можуть бути як випадковими дійсними числами, так і постійними величинами.

Перевага матричного задання відбивальних властивостей метеорологічних об'єктів полягає у тому, що воно дозволяє розділити параметри відбитої хвилі і радіолокаційні властивості відбивальних атмосферних утворень, і шляхом вимірювання цих параметрів отримати повну інформацію про відбивальні властивості метеорологічних об'єктів. Очевидно, що при інших способах задання поляризації електромагнітних хвиль матриці розсіювання будуть мати інший вид. Матричний підхід до опису відбивальних властивостей метеорологічних об'єктів дозволяє вирішити на його основі задачі ідентифікації і розпізнавання різних типів хмар і опадів, що особливо важливо в службі штормових попереджень і активних впливів на атмосферні процеси.

Нехай об'єкт радіолокаційного спостереження являє собою метеорологічну ціль у вигляді зони хмарності або опадів і опромінюється електромагнітною хвилею з вектором Стокса, який має складові  $I_{\text{вп}}$ ,  $Q_{\text{вп}}$ ,  $U_{\text{вп}}$ ,  $V_{\text{вп}}$ . Кожна зі складових визначається співвідношенням

$$\begin{aligned} I_{\text{вп}} &= E_y^2 + E_x^2, & Q_{\text{вп}} &= E_y^2 - E_x^2, \\ U_{\text{вп}} &= 2 E_y E_x \cos(\varphi_y - \varphi_x); & V_{\text{вп}} &= 2 E_y E_x \sin(\varphi_y - \varphi_x), \end{aligned} \quad (6)$$

де  $E_x$  і  $E_y$  - амплітуди ортогональних лінійно поляризованих складових хвиль в базисі (1,2),

$(\varphi_y - \varphi_x)$  - різниця фаз між ними.

Відзначимо, що складові вектора Стокса випроміненої хвилі завжди відомі заздалегідь.

При відбиванні падаючої хвилі об'єктом радіолокаційного спостереження (в нашому випадку хмарами і опадами) відбувається зміна поляризації і відбиті сигнали виявляються частково поляризованими навіть у тому випадку, коли опромінюються повністю поляризованою хвилею. У цьому випадку чотири параметри  $I_{\text{вд}}$ ,  $Q_{\text{вд}}$ ,  $U_{\text{вд}}$ ,  $V_{\text{вд}}$  вектора Стокса, які повністю визначають поляризаційний стан відбитої хвилі, будуть лінійними функціями чотирьох параметрів  $I_{\text{вп}}$ ,  $Q_{\text{вп}}$ ,  $U_{\text{вп}}$ ,  $V_{\text{вп}}$  вектора Стокса випроміненої хвилі. В результаті чого можна записати:

$$\begin{aligned} I_{\text{вд}} &= T_{11} I_{\text{вп}} + T_{12} Q_{\text{вп}} + T_{13} U_{\text{вп}} + T_{14} V_{\text{вп}} \\ Q_{\text{вд}} &= T_{21} I_{\text{вп}} + T_{22} Q_{\text{вп}} + T_{23} U_{\text{вп}} + T_{24} V_{\text{вп}} \\ U_{\text{вд}} &= T_{31} I_{\text{вп}} + T_{32} Q_{\text{вп}} + T_{33} U_{\text{вп}} + T_{34} V_{\text{вп}} \\ V_{\text{вд}} &= T_{41} I_{\text{вп}} + T_{42} Q_{\text{вп}} + T_{43} U_{\text{вп}} + T_{44} V_{\text{вп}} . \end{aligned} \quad (7)$$

Отримана система лінійних рівнянь може бути записана в матричній формі (4), елементи якої є дійсними числами, тому що всі параметри обох векторів теж є дійсними числами і являють собою енергетичні характеристики хвилі.

Очевидно, що для хмар і опадів різної природи і мікрофізичної структури, а, отже, які мають різні відбивальні властивості, структура матриці  $T$  буде різною, тобто будуть різними її коефіцієнти  $T_{ik}$  ( $i=1, 2, 3, 4$ ),  $k=(1, 2, 3, 4)$ . Вказану різницю і пропонується використовувати для ідентифікації хмар і опадів по певних класах, число яких може бути визначено в залежності від зміни елементів для різних типів атмосферних утворень.

Для повного визначення відбивальних властивостей атмосферних утворень, зокрема, з метою вирішення задачі ідентифікації хмар і опадів по певних класах в залежності від структури матриці  $T$  повинні бути виміряні всі її елементи  $T_{ik}$ . Вимірювання вказаних елементів може бути виконано шляхом опромінення досліджуваного об'єкта послідовно хвилями чотирьох фіксованих поляризацій.

Для розрахунку коефіцієнтів матриці запишемо вектор Стокса опроміненої хвилі чотирьох поляризацій

$$\begin{aligned} S'_{\text{вп}} &= \left\{ |E_0|^2, -|E_0|^2, 0, 0 \right\}, \quad \beta = 90^\circ; \\ S'_{\text{вп}} &= \left\{ |E_0|^2, -|E_0|^2, 0, 0 \right\}, \quad \beta = 0^\circ; \\ S'_{\text{вп}} &= \left\{ |E_0|^2, 0, |E_0|^2, 0 \right\}, \quad \beta = 45^\circ; \\ S'_{\text{вп}} &= \left\{ |E_0|^2, 0, 0, |E_0|^2 \right\}, \quad \text{колова поляризація} \end{aligned} \quad (8)$$

і розв'яжемо систему лінійних рівнянь

$$I'_{\text{вд}} = T_{11} E_0^2 + T_{12} E_0^2 + T_{13} 0 + T_{14} 0;$$

$$\begin{aligned}
 I''_{\epsilon\delta} &= T_{11} E_0^2 - T_{12} E_0^2 + T_{13} 0 + T_{14} 0; \\
 I'''_{\epsilon\delta} &= T_{11} E_0^2 + T_{12} 0 + T_{13} E_0^2 + T_{14} 0; \\
 I''''_{\epsilon\delta} &= T_{11} E_0^2 + T_{12} 0 + T_{13} 0 + T_{14} E_0^2; \\
 Q'_{\epsilon\delta} &= T_{21} E_0^2 + T_{22} E_0^2 + T_{23} 0 + T_{24} 0; \\
 Q''_{\epsilon\delta} &= T_{21} E_0^2 - T_{22} E_0^2 + T_{23} 0 + T_{24} 0; \\
 Q'''_{\epsilon\delta} &= T_{21} E_0^2 + T_{22} 0 + T_{23} E_0^2 + T_{24} 0; \\
 Q''''_{\epsilon\delta} &= T_{21} E_0^2 + T_{22} 0 + T_{23} 0 + T_{24} E_0^2; \\
 U'_{\epsilon\delta} &= T_{31} E_0^2 + T_{32} E_0^2 + T_{33} 0 + T_{34} 0; \\
 U''_{\epsilon\delta} &= T_{31} E_0^2 - T_{32} E_0^2 + T_{33} 0 + T_{34} 0; \\
 U'''_{\epsilon\delta} &= T_{31} E_0^2 + T_{32} 0 + T_{33} E_0^2 + T_{34} 0; \\
 U''''_{\epsilon\delta} &= T_{31} E_0^2 + T_{32} 0 + T_{33} 0 + T_{34} E_0^2; \\
 V'_{\epsilon\delta} &= T_{41} E_0^2 + T_{42} E_0^2 + T_{43} 0 + T_{44} 0; \\
 V''_{\epsilon\delta} &= T_{41} E_0^2 - T_{42} E_0^2 + T_{43} 0 + T_{44} 0; \\
 V'''_{\epsilon\delta} &= T_{41} E_0^2 + T_{42} 0 + T_{43} E_0^2 + T_{44} 0; \\
 V''''_{\epsilon\delta} &= T_{41} E_0^2 + T_{42} 0 + T_{43} 0 + T_{44} E_0^2;
 \end{aligned} \tag{9}$$

звідси

$$\begin{aligned}
 \frac{I'_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{11} + T_{12}; & \frac{I''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{11} - T_{12}; \\
 \frac{I'''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{11} + T_{13}; & \frac{I''''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{11} + T_{14}; \\
 \frac{Q'_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{21} + T_{22}; & \frac{Q''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{21} - T_{22}; \\
 \frac{Q'''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{21} + T_{23}; & \frac{Q''''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{21} + T_{24}; \\
 \frac{U'_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{31} + T_{32}; & \frac{U''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{31} - T_{32}; \\
 \frac{U'''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{31} + T_{33}; & \frac{U''''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{31} + T_{34}; \\
 \frac{V'_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{41} + T_{42}; & \frac{V''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{41} - T_{42}; \\
 \frac{V'''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{41} + T_{43}; & \frac{V''''_{\epsilon\delta}}{E_0^2} &= T_{41} + T_{44}.
 \end{aligned} \tag{10}$$

З врахуванням того, що

$$\begin{bmatrix} I_{\omega d} \\ Q_{\omega d} \\ U_{\omega d} \\ V_{\omega d} \end{bmatrix} = \left| P_{c\phi} \right|^2 \cdot \begin{bmatrix} S_0 \\ S_1 \\ S_2 \\ S_3 \end{bmatrix} \quad (11)$$

і в результаті розв'язання системи рівнянь (9) отримано всі шістнадцять коефіцієнтів поляризаційної матриці розсіювання, кожен з яких виражається таким чином:

$$T = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(S'_0 + S''_0) & \frac{1}{2}(S'_0 - S''_0) & S'''_0 - \frac{1}{2}(S'_0 + S''_0) & S'''_0 - \frac{1}{2}(S'_0 + S''_0) \\ \frac{1}{2}(S'_1 + S''_1) & \frac{1}{2}(S'_1 - S''_1) & S'''_1 - \frac{1}{2}(S'_1 + S''_1) & S'''_1 - \frac{1}{2}(S'_1 + S''_1) \\ \frac{1}{2}(S'_2 + S''_2) & \frac{1}{2}(S'_2 - S''_2) & S'''_2 - \frac{1}{2}(S'_2 + S''_2) & S'''_2 - \frac{1}{2}(S'_2 + S''_2) \\ \frac{1}{2}(S'_3 + S''_3) & \frac{1}{2}(S'_3 - S''_3) & S'''_3 - \frac{1}{2}(S'_3 + S''_3) & S'''_3 - \frac{1}{2}(S'_3 + S''_3) \end{bmatrix} \cdot \left| \frac{P_{c\phi}}{E_0} \right|^2. \quad (12)$$

Коефіцієнт  $T_{11}$  матриці являє собою середнє значення повної інтенсивності відбитої хвилі при випромінєнні хвилі вертикальної і горизонтальної поляризації.  $T_{12}$  - є піврізниця повних інтенсивностей луно-сигналу при тих же поляризаціях опромінєної хвилі.  $T_{13}$  - різниця між повною інтенсивністю при опромінєнні хвилею лінійної поляризації з нахилом вектора в  $45^\circ$  і значенням коефіцієнта  $T_{11}$ .  $T_{14}$  - це різниця між повною інтенсивністю луно-сигналу метеоцілі, яка опромінєна хвилею колової поляризації і значенням  $T_{11}$ .  $T_{21}$  - півсума других параметрів Стокса луно-сигналів при роботі з вертикальною і горизонтальною поляризаціями випромінєної хвилі.  $T_{22}$  - піврізниця других параметрів Стокса луно-сигналів при роботі з такими ж хвилями.  $T_{23}$  - різниця другого параметра Стокса луно-сигналу при роботі з випромінєною хвилею лінійної поляризації з вектором нахилу в  $45^\circ$  і коефіцієнтом  $T_{21}$ .  $T_{24}$  - різниця другого параметру Стокса луно-сигналу при роботі з хвилею, яка поляризована по колу і коефіцієнтом  $T_{21}$ .  $T_{31}$  - півсума третіх параметрів Стокса при роботі з вертикальною і горизонтальною поляризаціями,  $T_{32}$  - піврізниця цих параметрів при роботі з тими же поляризаціями,  $T_{33}$  - різниця третього параметра Стокса при роботі з хвилею, яка поляризована під кутом  $45^\circ$  і коефіцієнтом  $T_{31}$ ,  $T_{34}$  - різниця четвертого параметра Стокса при роботі з хвилею поляризованою по колу і коефіцієнтом  $T_{31}$ .  $T_{41}$  - півсума четвертих параметрів Стокса при роботі з хвилею вертикальної і горизонтальної поляризації,  $T_{42}$  - піврізниця цих же параметрів для вертикально і горизонтально поляризованих хвиль.  $T_{43}$  - різниця четвертого параметра Стокса луно-сигналу при роботі з хвилею, яка поляризована під кутом  $45^\circ$  і



коефіцієнтом  $T_{41}$  .  $T_{44}$  - різниця четвертого параметра Стокса при роботі з хвилею колової поляризації і коефіцієнтом  $T_{41}$  .

Використовуючи параметри Стокса, можна розрахувати коефіцієнти поляризаційної матриці для зливових опадів, шаруватих і купчастих хмар, у яких

$$G = \frac{g}{g_{сф}}, \quad G_1 = \frac{g'}{g_{сф}}, \quad \text{а}$$

$$g = \frac{abc}{3} \cdot \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1)n}, \quad g' = \frac{abc}{3} \cdot \frac{\varepsilon - 1}{1 + (\varepsilon - 1)n'},$$

$$n = n_a = \frac{\rho^2}{2\sqrt{(1 - \rho^2)^3}} \left( \ln \frac{1 + \sqrt{1 - \rho^2}}{1 - \sqrt{1 - \rho^2}} - 2\sqrt{1 - \rho^2} \right),$$

$$n' = n_a = \frac{\rho^2}{\sqrt{(1 - \rho^2)^3}} \left( \sqrt{\rho^2 - 1} - \operatorname{arctg} \sqrt{\rho^2 - 1} \right),$$

де  $\varepsilon$  - діелектрична проникність речовини частинок хмар і опадів;

$a, b, c$  - відповідно осі еліпсоїда, яким апроксимуються частинки хмар і опадів.

Так, для зливових опадів

$$T_{11} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2); \quad T_{12} = \frac{1}{2} (G^2 - G_1^2);$$

$$T_{13} = T_{14} = 0; \quad T_{21} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2);$$

$$T_{22} = \frac{1}{2} (G^2 - G_1^2); \quad T_{23} = T_{24} = 0;$$

$$T_{31} = T_{32} = 0;$$

$$T_{33} = \frac{GG_1 \left\{ n n' \left[ \varepsilon_2^2 (\varepsilon_1 - 1)^2 \right] + (n + n')(\varepsilon_1 - 1) + 1 \right\}}{\sqrt{[1 + n(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n^2 \varepsilon_2^2} \sqrt{[1 + n'(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n'^2 \varepsilon_2^2}};$$

$$T_{34} = \frac{GG_1 \varepsilon_2 (n - n')}{\sqrt{[1 + n(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n^2 \varepsilon_2^2} \sqrt{[1 + n'(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n'^2 \varepsilon_2^2}};$$

$$T_{41} = T_{42} = 0;$$

$$T_{43} = \frac{GG_1 \varepsilon_2 (n - n')}{\sqrt{[1 + n(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n^2 \varepsilon_2^2} \sqrt{[1 + n'(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n'^2 \varepsilon_2^2}} ;$$

$$T_{44} = \frac{GG_1 \left\{ nn' \left[ \varepsilon_2^2 (\varepsilon_1 - 1)^2 \right] + (n + n')(\varepsilon_1 - 1) + 1 \right\}}{\sqrt{[1 + n(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n^2 \varepsilon_2^2} \sqrt{[1 + n'(\varepsilon_1 - 1)]^2 + n'^2 \varepsilon_2^2}} ; \quad (13)$$

для шаруватих хмар

$$T_{11} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2) ; \quad T_{12} = T_{13} = T_{14} = 0 ;$$

$$T_{21} = 0 ;$$

$$T_{22} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2) ; \quad T_{23} = T_{24} = 0 ;$$

$$T_{31} = T_{32} = 0 ;$$

$$T_{33} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2) ; \quad T_{34} = 0 ;$$

$$T_{41} = T_{42} = T_{43} = 0 ; \quad T_{44} = \frac{1}{2} (G^2 + G_1^2) ; \quad (14)$$

для купчастих хмар

$$T_{11} = \frac{1}{15} (4G^2 + 2GG_1 + 9G_1^2) ; \quad T_{12} = T_{13} = T_{14} = 0 ;$$

$$T_{21} = 0 ;$$

$$T_{22} = \frac{1}{15} (2G^2 + 6GG_1 + 7G_1^2) ; \quad T_{23} = T_{24} = 0 ;$$

$$T_{31} = T_{32} = 0 ;$$

$$T_{33} = \frac{1}{15} (4G^2 + 2GG_1 + 9G_1^2) ; \quad T_{34} = 0 ;$$

$$T_{41} = T_{42} = T_{43} = 0 ;$$

$$T_{44} = \frac{1}{15} (4G^2 + 2GG_1 + 9G_1^2) . \quad (15)$$

Результати розрахунку коефіцієнтів матриці Стокса представлені в табл.1 – 9.

Таблиця 1 - Коефіцієнти матриці розсіювання для водяних частинок при факторі форми  $\rho = 0,200$

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Зливові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 13,06603 \\ 12,55672 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 12,55672 \\ 13,06603 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 3,58708 \\ -0,42767 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,42767 \\ 3,58708 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 13,06603 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 8,33926 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 13,06603 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 13,06603 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 7,61999 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 5,09904 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 7,61999 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 7,61999 \end{bmatrix}$

Таблиця 2 - Коефіцієнти матриці розсіювання для водяних частинок при факторі форми  $\rho = 0,500$

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Зливові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 2,05730 \\ 1,39739 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1,39739 \\ 2,05730 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,50928 \\ -0,04326 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,04326 \\ 1,50928 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 2,05730 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,78360 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 2,05730 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 2,05730 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,51852 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,37255 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,51852 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,51852 \end{bmatrix}$

Таблиця 3 - Коефіцієнти матриці розсіювання для водяних частинок при факторі форми  $\rho = 1,500$

Поляризація випроміненої хвилі				
Мат-риця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 0,99787 \\ -0,42871 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,42871 \\ 0,99787 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,90102 \\ 0,01086 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ -0,01086 \\ 0,90102 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 0,99787 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,94947 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,99787 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,99787 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,12787 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,10206 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,12787 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,12787 \end{bmatrix}$

Таблиця 4 - Коефіцієнти матриці розсіювання для водяних частинок при факторі форми  $\rho = 2,000$

Поляризація випроміненої хвилі				
Мат-риця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,17059 \\ -0,75998 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,75998 \\ 1,17059 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,89015 \\ 0,01826 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ -0,01826 \\ 0,89015 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,17059 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,03046 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,17059 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,17059 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,38655 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,31181 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,38655 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,38655 \end{bmatrix}$

Таблиця 5 - Коефіцієнти матриці розсіювання для льодяних частинок при факторі форми  $\rho = 0,200$

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,49137 \\ 0,75648 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,75648 \\ 1,49137 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,26630 \\ -0,22005 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,22005 \\ 1,26630 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,49137 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,38832 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,49137 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,49137 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,21173 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,15677 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,21173 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,21173 \end{bmatrix}$

Таблиця 6 - Коефіцієнти матриці розсіювання для льодяних частинок при факторі форми  $\rho = 0,500$

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,18168 \\ 0,34898 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,34898 \\ 1,18168 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,12799 \\ -0,04714 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,04714 \\ 1,12799 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,18188 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,15533 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,18188 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,18188 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,05833 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,04427 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,05833 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,05833 \end{bmatrix}$

Таблиця 7 - Коефіцієнти матриці розсіювання для льодяних частинок при факторі форми  $\rho = 1,500$ 

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 0,96313 \\ -0,18699 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,18699 \\ 0,96313 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,94466 \\ 0,01660 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ -0,01660 \\ 0,94466 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 0,96313 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,95397 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,96313 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,96313 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,02302 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,01813 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,02302 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,02302 \end{bmatrix}$

Таблиця 8 - Коефіцієнти матриці розсіювання для льодяних частинок при факторі форми  $\rho = 5,000$ 

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Злилові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,11163 \\ -0,66753 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,66753 \\ 1,11163 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,88587 \\ -0,42767 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ -0,07313 \\ 3,58708 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,11163 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,00026 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,11163 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,11163 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,30444 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,24504 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,30444 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,30444 \end{bmatrix}$

Таблиця 9 - Коефіцієнти матриці розсіювання для льодяних частинок при факторі форми  $\rho = 8,000$

Поляризація випроміненої хвилі				
Матриця	Лінійна вертикальна	Лінійна горизонтальна	Лінійна з кутом поляризації 45°	Колова правого обертання
<u>Зливові опади</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,21215 \\ -0,82008 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,82008 \\ 1,21215 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,88561 \\ 0,11171 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ -0,11171 \\ 0,88561 \end{bmatrix}$
<u>Шаруваті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,21215 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,05239 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,21215 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,21215 \end{bmatrix}$
<u>Купчасті хмари</u>				
$T =$	$\begin{bmatrix} 1,44291 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 1,35770 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,44291 \\ 0,00000 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0,00000 \\ 0,00000 \\ 0,00000 \\ 1,44291 \end{bmatrix}$

### Висновки.

1. Розроблена поляризаційна модель відбивальних властивостей хмар і опадів у вигляді поляризаційної матриці розсіювання дозволяє провести радіолокаційне розпізнавання хмар на різних стадіях їхнього розвитку і опадів різної інтенсивності.
2. Отримані результати при впровадженні в оперативну практику нового покоління метеорологічних радіолокаторів з поляризаційною селекцією луно-сигналів дозволяють успішно здійснювати прогноз небезпечних явищ погоди, пов'язаних з купчасто-дощовою хмарністю.
3. Отримані в статті результати будуть надалі використані для розробки поляризаційних методів і технічних засобів виявлення і розпізнавання хмар і пов'язаних з ними небезпечних явищ погоди.

### Перелік використаних джерел

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 350 с.
2. Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 430 с.
3. Корбан В. Х. Поляризаційна селекція хмар і опадів. – Одеса, 2004. – 248 с.

### Идентификация облаков и осадков по поляризационным параметрам.

Корбан В.Х., Дегтярева Л.Н., Корбан Д.В.

*В статье рассматривается возможность распознавания облаков и связанных с ними опасных явлений погоды по поляризационным сигналам их эхо-сигналов.*

**Ключевые слова:** поляризация, параметры Стокса, матрица Стокса, кучево-дождевые облака, осадки.

### Identification of clouds and precipitations on their polarizing parameters.

Korban V.Kh., Degtyareva L.N., Korban D.V.

*The opportunity of reflection of clouds and dangerous weather phenomena, connected to them, by the help of the reflected polarized signals is investigated in this article.*

**Key words:** polarization, parameters Stocks', matrix Stocks', cumulonimbus clouds, precipitations.

**А.Б. Семергей-Чумаченко, к.г.н.**

*Одеський державний екологічний університет*

## **ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМОБАРИЧНОЇ ТА ГІДРОДИНАМІЧНОЇ СТРУКТУРИ НИЖНЬОЇ ТРОПОСФЕРИ В ПЕРІОД ВИНИКНЕННЯ СМЕРЧІВ НАД ПІВДНЕМ УКРАЇНИ**

*Охарактеризоване формування смерчів над Україною, оцінена повторюваність явища. Проаналізовані два епізоди зародження і розвитку смерчів біля Севастополя, виділені основні синоптичні та гідродинамічні фактори, що найімовірніше сприяли утворенню смерчів у вказаних випадках.*

**Ключові слова:** смерч, конвективна хмарність, вихор швидкості, адвекція температури.

**Вступ.** Аномальний розподіл метеорологічних елементів в нижньої тропосфері часто пов'язаний з різноманітними небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами [1-7]. Стихійні явища, які виникають в Україні протягом останніх років [7], змушують шукати можливості запобігання їх руйнівних наслідків. Навіть таке екзотичне для нашого клімату явище, як смерч, повинне привертати увагу дослідників, оскільки ці вихорі задають колосальних збитків, що супроводжується руйнуваннями і людськими жертвами.

Смерчі відносять до надзвичайних та складних до прогнозу метеорологічних явищ. Ступінь вивченості механізму виникнення та розвитку смерчу, а також прогнозування вкрай обмежена через локальність явища і практично цілковиту відсутність випадків їх безпосереднього проходження над метеостанціями [1-3, 5].

**Сучасний стан проблеми.** Хоча більшість якісних властивостей смерчів на даний час відома, точна наукова теорія, що дозволяє через математичні розрахунки прогнозувати їхні характеристики, поки ще в повному обсязі не створена. Труднощі обумовлюються, перш за все, відсутністю даних вимірювань фізичних величин в самому торнадо та значною турбулентністю руху повітря.

Математичний опис та моделювання внутрішньої структури смерчу проводяться з 30-х років ХХ ст. Найперспективнішими для практичного використання напрямками математичного моделювання торнадо є роботи, що базуються на теорії вихорів [3, 5 та ін.].

**Матеріали та методи дослідження.** В роботі використаний пакет аеросиноптичних матеріалів за 7 серпня 2002 р. та 29 вересня 2006 р.: дані радіозондування над станціями України, комплект синоптичних карт за 00 і 06 UTC, 8-строкові кільцеві карти погоди, карти хмарності над Україною.

Методи дослідження – аеросиноптичний аналіз, розрахунок та аналіз основних гідродинамічних характеристик атмосфери: адвекція вихору швидкості, відносний вихор швидкості, адвекція температури, адвекція вологи. Вказані характеристики розраховані за допомогою програми CALCADV2 для полігона (36...54° пн.ш. і 22...40° сх.д.), що складається зі 100 точок із кроком через 2°.

**Мета та результати дослідження.** Метою даного дослідження є визначення характерних особливостей стану нижньої тропосфери в період виникнення смерчів над півднем України.

Над Україною з 1 березня 1960 р. до 1 березня 2004 р. зареєстрований 71 смерч. Максимальна повторюваність припадає на липень і червень – 25 і 23 явища, відповідно. Переважно смерчі спостерігаються з травня по серпень. Найбільш ранньою датою утворення над Україною є 5 травня 1970 р. (с. Вівчар



Одеській області), найпізнішою – 20 жовтня 1976 р. (м. Генічеськ Херсонській області). Над акваторією Чорного моря смерчі формуються переважно восени, коли повітря з охолодженої суші переноситься на теплішу поверхню води [3, 8].

За останні роки (з 2000 р. і дотепер) над територією Одеської області спостерігалось тільки 2 смерчі – 15 липня 2002 р. в Ширяєвському районі і 26 травня 2005 р. в Білгород-дністровському районі [8-10].

В іншому південному регіоні України, у Криму, впродовж того ж періоду, с 2002 по 2006 рр. спостерігалось 5 смерчів, що супроводжувалися великими матеріальними збитками. Смерч біля с. Випасне у Присивашській зоні Північного Криму (22-23 липня 2002 р.) за наслідками руйнувань (близько 80 будинків пошкоджено, з них 30 – повністю) можна віднести до 1-2 категорії за шкалою F (Фуджіта), інші явища – до категорії – 0 [6].

Смерчі, що виникли 29 вересня 2006 р. та 7 серпня 2002 р. біля Севастополя та спричинили збитки, не були ані прогнозовані синоптиками, ані зареєстровані метеостанціями. Один з них зайшов у Севастопольську бухту (рис. 1) у супроводі сильної зливи, але не вийшов до міста та не завдав серйозних пошкоджень.



Рис. 1 - Фотографії смерчу 7 серпня 2002 р. біля Севастополя [11].

Другий вихор пройшов 29 вересня над Севастополем і тривав близько години, з 10.30 до 11.20 за місцевим часом. За свідченнями очевидців, смерч пересувався з районів Північної сторони Севастополя на центральну частину міста. Найбільше постраждали центр міста й міська набережна. Шквальний вітер зірвав дахи з декількох будинків і повалив десятки дерев (рис. 2). Найбільшого збитку завдало власникам ресторанів, кафе й торгових наметів на набережній.



Рис. 2 - Наслідки смерчу в Севастополі 29 вересня 2006 р. [12].

Зазвичай процес формування смерчу розвивається швидко; за 6 годин до початку явища хмарність може мати зовсім інший вигляд, іноді вона зовсім відсутня. Найчастіше смерчі утворюються в зонах активної конвекції в циклонах,

які поглиблюються, на холодних фронтах, що загострюються, перед ними і під великими тропосферними депресіями.

У першому випадку, 7 серпня 2002 р., за даними приземного аналізу північ України перебувала під впливом баричного гребеня, а південь – улоговини циклона. Над північчю Чорного моря розташовувалася ділянка холодного фронту, а над північчю Азовського моря – теплою. Севастополь знаходився в зоні холодного фронту (рис. 3а). Як свідчить супутниковий знімок (рис. 4а), над Кримським півостровом в денні години відбулось загострення холодного фронту та утворення фронтальної хвилі, в зоні якої переважала потужна конвективна хмарність.

В іншому випадку, 29 вересня 2006 р., територія помірних широт Атлантико-Європейського регіону перебувала під впливом антициклонічної циркуляції, яка порушувалась утворенням невеликого циклону на полярному фронті над півднем України (рис. 3б). Територія України на висотах знаходилась в умовах неоднорідного термобаричного поля. Східна частина України і Кримського півострова була під впливом улоговини циклона, а західна – гребеня антициклону. На рівні 850 гПа в східній половині спостерігався гребінь тепла, в західній – улоговина холоду. Севастополь на всіх висотах знаходився в зоні висотної фронтальної зони та в передфронтальній зоні холодного фронту біля поверхні Землі. За даними супутникового знімку, що був зроблений в момент часу, близький до утворення смерчу (рис. 4б), над територією України розташовувалась фронтальна хмарність. Над Кримським півостровом простежувався мезомасштабний конвективний комплекс діаметром близько 100...150 км.

Таким чином, обидва випадки смерчів виникли в умовах фронтальної діяльності в циклонічному полі, на відміну від вихорів над Одеською областю [8-10], що спостерігалися біля стаціонарного фронту або фронту оклюзії в антициклонічному полі.

Крім традиційного синоптичного аналізу та дослідження конвективних характеристик атмосфери для вивчення небезпечних явищ погоди доцільно залучати розрахунки похідних від метеорологічних параметрів як функцій координат і часу. Для полігона (36...54° пн.ш. і 22...40° сх.д.), що складається зі 100 точок із кроком через 2°, були розраховані наступні гідродинамічні характеристики: адвекція вихору швидкості, відносний вихор швидкості, адвекція температури, адвекція вологи.

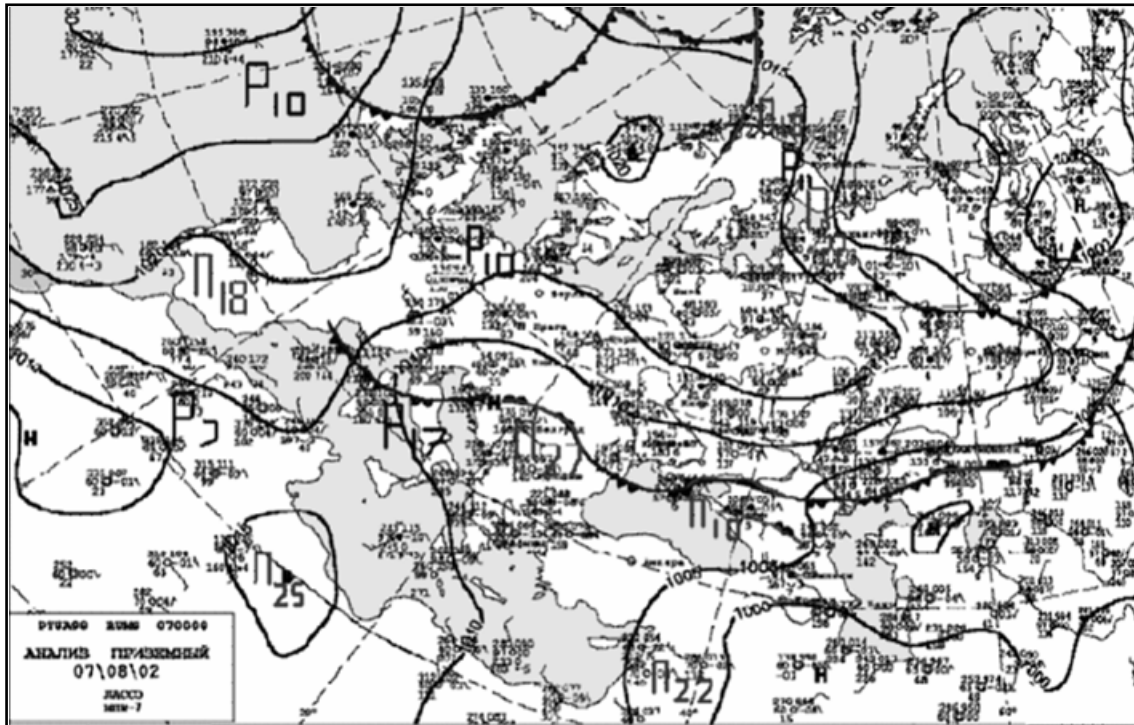
Результати розрахунків показали, що 7 серпня 2002 р. значення вихору швидкості  $\Omega_z$  на поверхні 850 гПа були розподілені неоднорідно (рис. 5). Від'ємні значення розташовувались в центральній і південно-західній частині України, західній частині Чорного моря. Додатні значення  $\Omega_z$  були локалізовані на заході, північному сході, півдні України і над Кримським півостровом, над Чорним морем і північним заходом Туреччини.

На АТ-700 (рис. 6) поле  $\Omega_z$  виглядало дещо інакше, а саме від'ємні значення вихору швидкості простяглися від півночі через центральну і західну частини України, через Румунію до західного узбережжя Чорного моря. Додатні значення  $\Omega_z$  розповсюджувалися від півдня Білорусії через захід України до північного заходу Греції, на північному і південному сході України і над Кримським півостровом, а також над заходом Туреччини  $\Omega_z$  ( $\approx 2,0 \cdot 10^{-5}$  і  $\approx 9,5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  на поверхнях 850 і 700 гПа, відповідно), що говорить про перевагу циклонічної циркуляції в районі дослідження.

Розподіл адвекції вихору ( $A_{\Omega_z}$ ) на рівні 850 гПа мав наступну структуру - від'ємні значення відзначалися в центральній і південно-східній частинах

України, над південним заходом Чорного моря та на півночі Румунії. Додатні значення відмічались над заходом і північним сходом України та над Кримським півостровом, над центром і сходом Чорного моря.

а)



б)

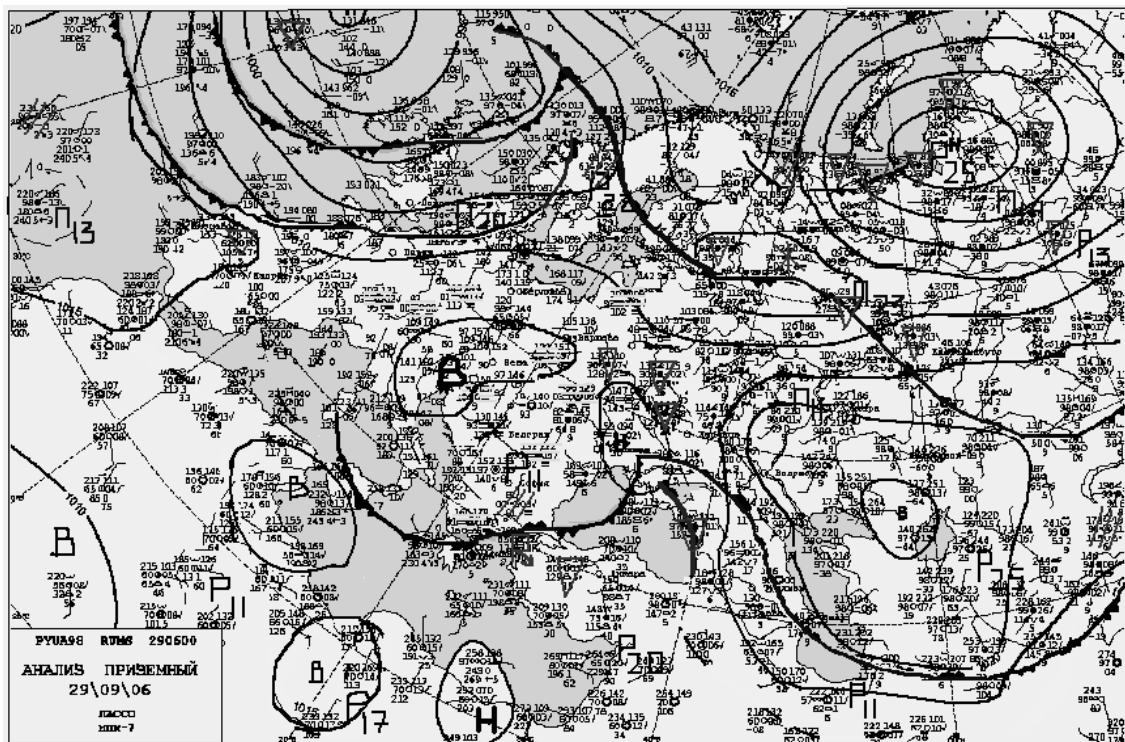


Рис. 3 - Приземний аналіз 7 серпня 2002 р., 00 UTC. (а) та 29 вересня 2006 р., 06 UTC (б).

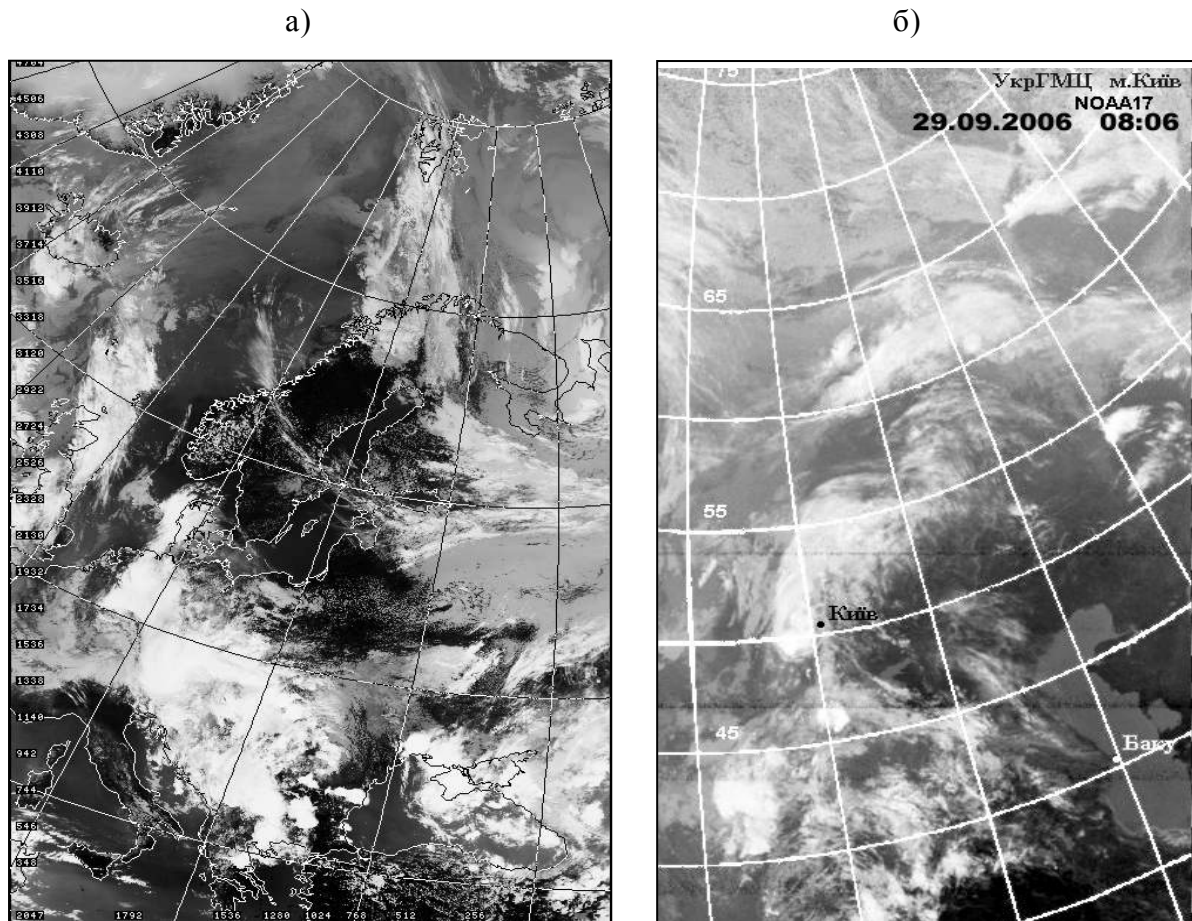


Рис. 4 - Супутниковий ІЧ-знімок 7 серпня 2002 р. у 11.45 UTC (а) та 29 вересня 2006 р. у 08.06 UTC (б).

На поверхні 700 гПа адвекція вихору мала смугасту структуру. Дві смуги від'ємних значень були розташовані від центра України, через південь Молдови, на північ Егейського моря та від сходу України, через Кримський півострів, до південного заходу Чорного моря. Три смуги додатних значень  $A_{Oz}$  спостерігалися над заходом, північчю та півднем України, північчю і центром Чорного моря.

Отже, Севастополь на рівні 850 гПа знаходився в області малих додатних значень  $A_{Oz}$  ( $0,2 \cdot 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ ), а на 700 гПа – в полі від'ємних значень адвекції вихору ( $\approx -3,7 \cdot 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ ), що свідчить про зменшення впливу циклонічного вихору і можливість незначного підвищення тиску.

Що стосується характеристик термічного режиму, то поля адвекції температури ( $A_T$ ) на рівнях 850 і 700 гПа були приблизно однакові. Так, на рівні 850 гПа від'ємні значення  $A_T$  розташовувались над півднем Білорусії, всією Україною, крім Вінницької, Житомирської та Київської області, Азовським та Чорним морями. Додатні значення адвекції температури були над центром України, над Румунією, Болгарією і північчю Туреччини.

На рівні 700 гПа додатні значення над південним сходом Білорусії, Київською областю та півднем Туреччини змінились на від'ємні. Причому на південному сході Туреччини спостерігалася зміна з від'ємних до додатних значень при переході з 850 на 700 гПа. Севастополь на обох поверхнях знаходився у області від'ємних значень адвекції температури (майже  $-2,9 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$  на

поверхні 850 гПа і приблизно  $-0,3 \cdot 10^{-5} \text{K} \cdot \text{c}^{-1}$  на 700 гПа), що свідчить про адвекцію холоду біля землі і адвекцію тепла у верхній тропосфері.

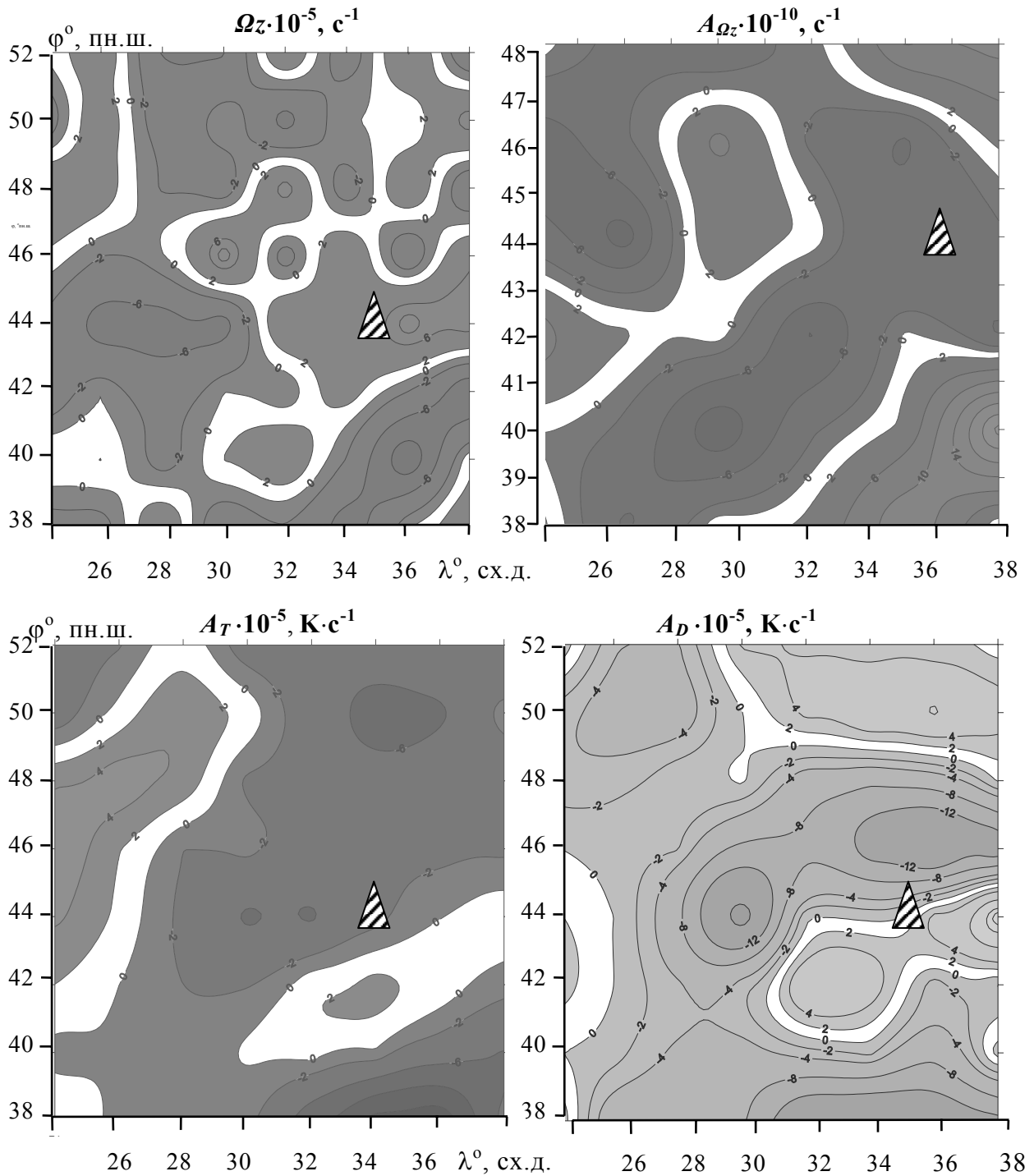


Рис. 5 - Поля гідродинамічних характеристик на рівні 850 гПа 7 серпня 2002 р., 00 UTC.

Про вологість досліджуваних шарів атмосфери можна казати, що від'ємні значення адвекції дефіциту ( $A_D$ ) на поверхні 850 гПа були розташовані від заходу України, над Молдовою, сходом Румунії, заходом Чорного моря, також над центром і півднем України та Кримом. Додатні значення  $A_D$  відмічалися над заходом Румунії, північчю України, по півдню і сходу Чорного моря. На поверхні

700 гПа розподіл  $A_D$  був дещо схожим з поверхнею 850 гПа. Мінімальні та максимальні значення адвекції збільшилися за модулем (відповідно  $-41,9 \cdot 10^{-5}$  і  $31,1 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ ). Тобто, біля Севастополя на обох поверхнях виявлялося поле від'ємних значень  $A_D$ , що свідчить про адвекцію вологого повітря.

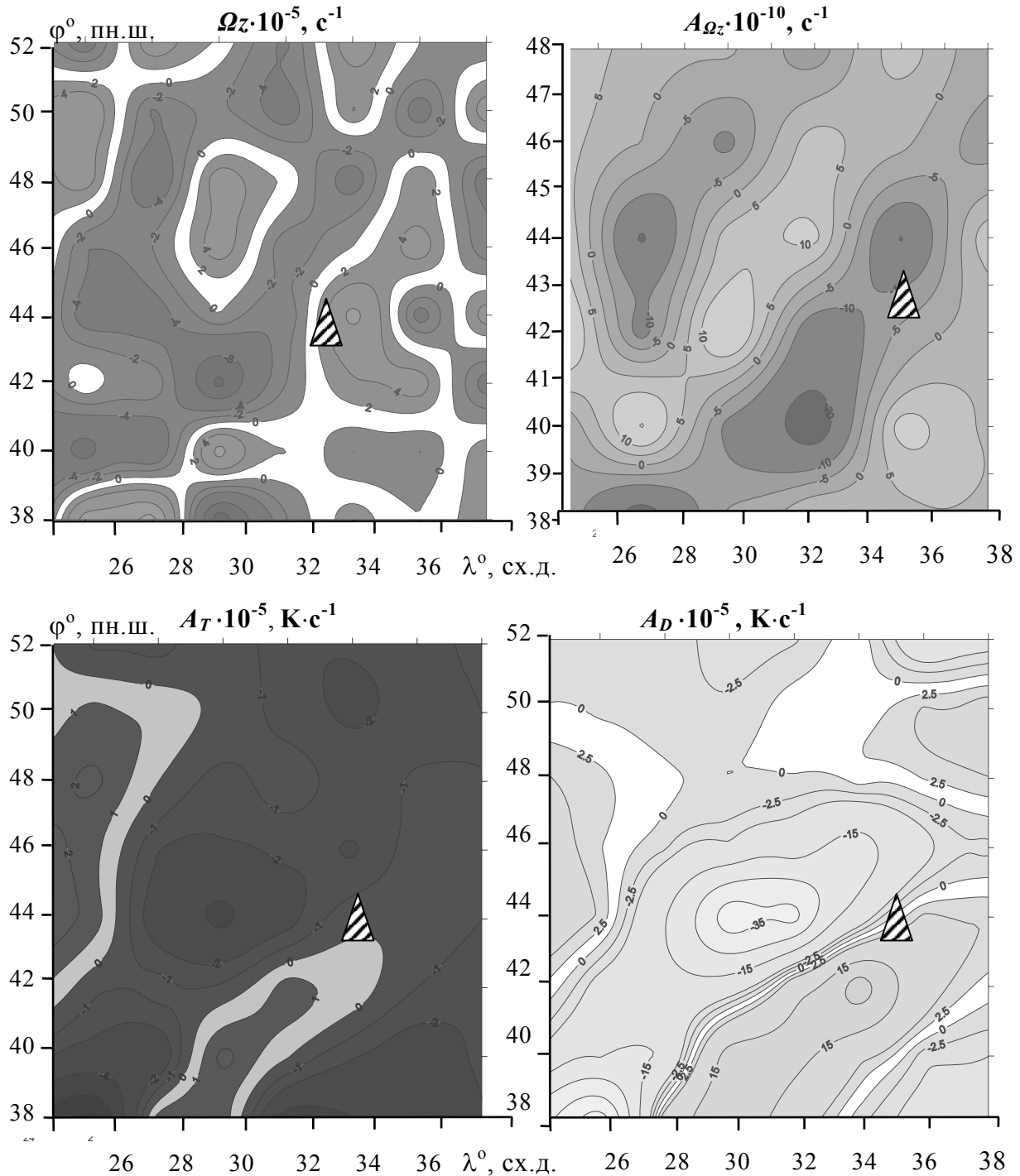


Рис. 6 - Поля гідродинамічних характеристик на рівні 700 гПа 7 серпня 2002 р., 00 UTC.

Таким чином, розподіл гідродинамічних характеристик 7 серпня 2002 р., показав, що район Севастополя знаходився в перехідній зоні між циклонічними та антициклонічним вихорами. Термічне поле мало таку ж саму особливість:

безпосередньо над Севастополем спостерігалася адвекція холодного та вологого повітря, але південніше виявлялася невелика смуга адвекції теплого та більш сухого повітря. Подібні обставини можуть сприяти виникненню мезомасштабних збурень в межах фронтальних розділів.

За результатами розрахунків для іншого випадку, 29 вересня 2006 р., на поверхнях 850 і 700 гПа значення вихору швидкості ( $\Omega_z$ ) були розподілені неоднорідно (рис. 7 та 8). Так, на поверхні 850 гПа від'ємні значення відмічались на північному заході та південному сході України, на південному узбережжі

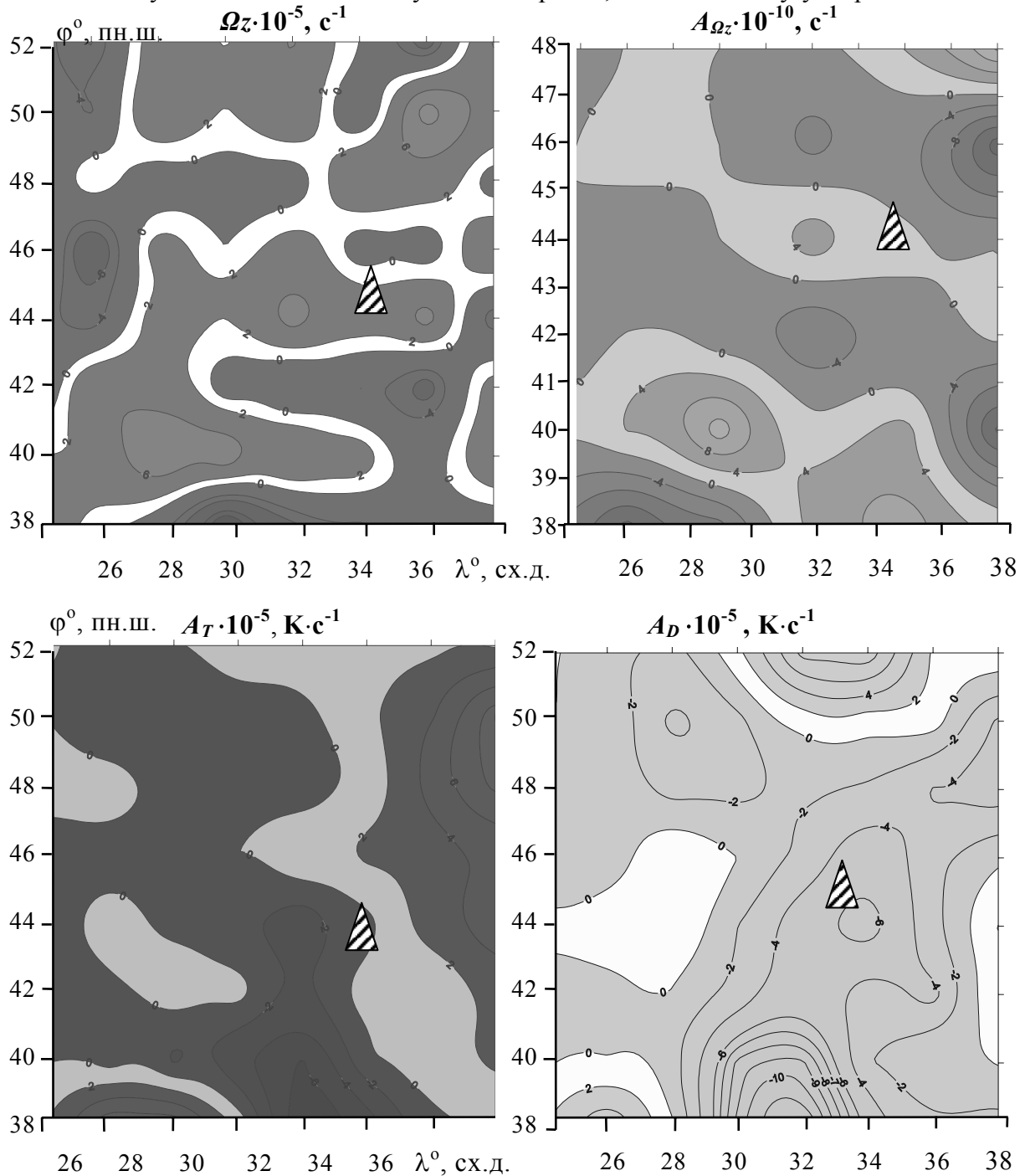


Рис. 7 - Поля гідродинамічних характеристик на рівні 850 гПа 29 вересня 2006 р., 00 UTC.

Чорного моря. Додатні значення спостерігалися над північчю України, на широті Одеси і Севастополя. На висоті рівня 700 гПа на північному заході України відзначалися позитивні значення. Додатні значення  $\Omega_Z$  у районі Севастополя на АТ-850 ( $\approx 3,9 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ), говорять про циклонічний вихор, що підтверджується появою двох фронтальних циклонів над південним заходом України та Грецією. На поверхні 700 гПа (рис. 8) Севастополь знаходився в області невеликих від'ємних значень  $\Omega_Z$ , на границі з великою областю додатного вихору, локальний максимум якої розташовувався на захід від Севастополя.

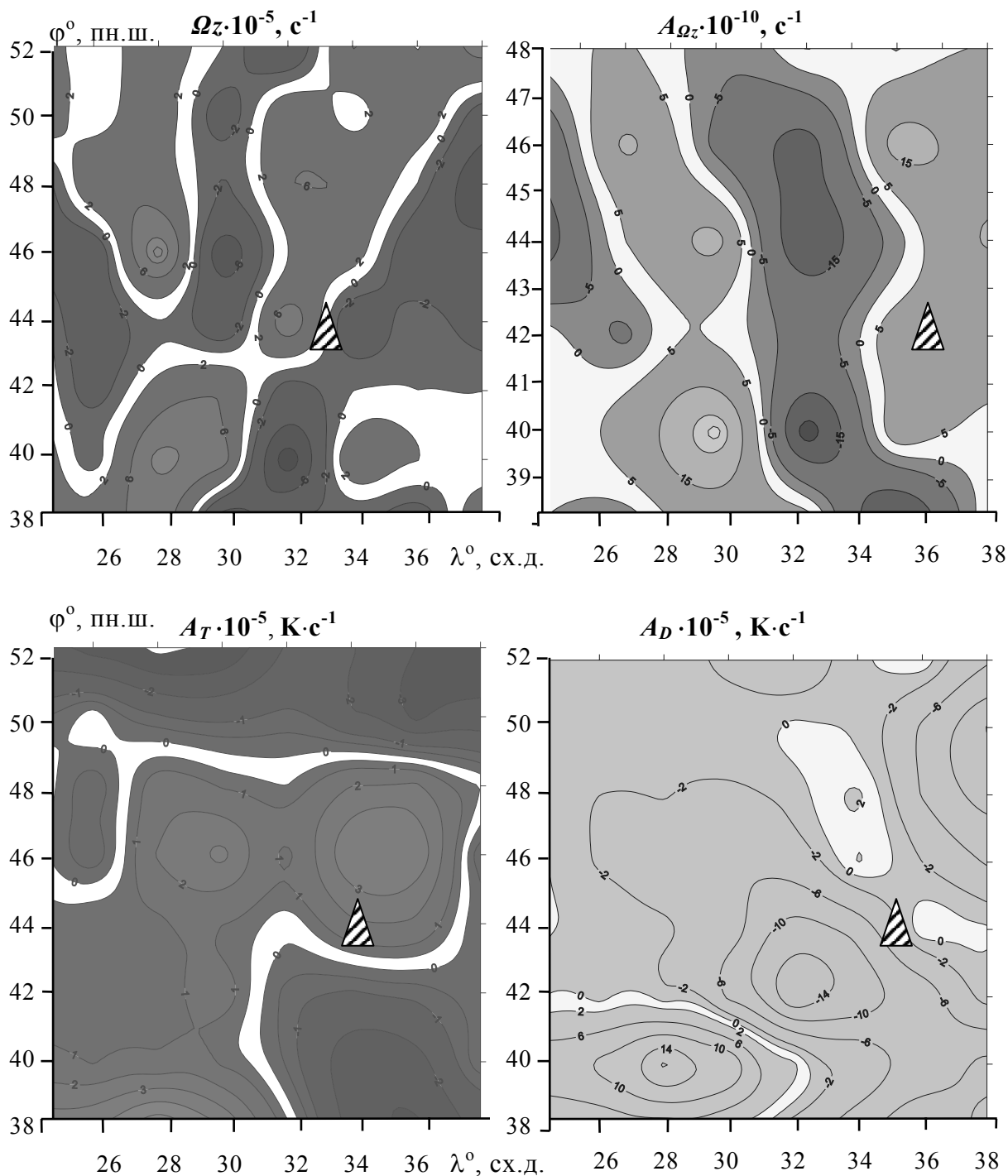


Рис. 8 - Поля гідродинамічних характеристик на рівні 700 гПа 29 вересня 2006 р., 00 UTC.



Розподіл адвекції вихору ( $A_{Qz}$ ) на рівнях 850 і 700 гПа мав більш складну структуру. Причому, Севастополь на рівні 850 гПа перебував у слабких від'ємних значеннях  $A_{Qz}$ , що свідчить про зменшення впливу циклонічного вихору і можливість незначного підвищення тиску. На 700 гПа району Севастополя відповідала область позитивних значеннях  $A_{Qz}$  ( $\approx 11,4 \cdot 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ ), що говорить про збільшення циклонічного вихору та зниження тиску.

Значення адвекції температури ( $A_T$ ) на рівні 850 гПа мали такий розподіл, що область від'ємних значень  $A_T$  розташовувалася по південній частині Білорусії, на півночі, центрі і південному заході України, над центром і півднем Чорного моря. Додатні значення відмічались над південним заходом Росії, правобережною Україною, Кримським півостровом і сходом Чорного моря. Отже на рівні АТ-850 Севастополь перебував в зоні адвекції холоду ( $\approx -0,5 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ ), на 700 гПа – у зоні адвекції тепла ( $\approx 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ ).

Про адвекцію вологи висновок був здійснений за значеннями дефіциту ( $A_D$ ): Севастополь знаходився у полі від'ємних значень  $A_D$  як на 850 гПа ( $-6,7 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ ), так і на 700 гПа ( $\approx -8,6 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ ), що свідчить про адвекцію більш сухого повітря в цьому районі.

Отже, 29 вересня 2006 р. Севастополь розташовувався практично на межі областей з різним знаком вихору і адвекції як температури, так і вихору. Однак, виявити процес виникнення цих утворень за допомогою методики, що використовується, важко. Оскільки результати розрахунку  $A_D$  дозволяють зробити висновок про переміщення більш вологої повітряної маси і є супутникові дані про виникнення в районі Криму мезомасштабного конвективного комплексу, то можна зробити висновок про створення сприятливих умов для розвитку грозової діяльності, яка може супроводжуватися смерчами. Порівнюючи результати розрахунку гідродинамічних характеристик в обох випадках, слід відмітити їх подібність. Причому схожість розподілу розрахованих характеристик у цих випадках більш наявна, ніж аналогічність синоптичних обставин.

Результати аналогічного дослідження виникнення вихорів в іншому регіоні України - біля Одеси та Білгород-Дністровського, 15 липня 2002 р. та 26 травня 2005 р. [13, 14] дають інший розподіл гідродинамічних характеристик. Тут утворення явищ траплялося не на межі зон різних властивостей, а в однорідних циклонічних полях.

### **Висновки.**

1. Випадки смерчів біля Севастополю зафіксовані в умовах фронтальної діяльності в циклонічному полі.

2. За розподілом гідродинамічних характеристик 7 серпня 2002 р. та 26 вересня 2006 р. район Севастополя знаходився в перехідній зоні між циклонічними та антициклонічними вихорами, що сприяло виникненню нестабільних мезомасштабних вихрових структур.

3. За характером поля адвекції температури в обох випадках безпосередньо над Севастополем спостерігалася адвекція холодного та вологого повітря, але південніше виявлялася невелика смуга адвекції теплого та більш сухого повітря, яка посилювала конвективну діяльність.

### Список використаних джерел

1. Будилина Е.Н., Прох Л.З., Снитковский А.И. Смерчи и шквалы умеренных широт. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 32 с.
2. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984-1985 гг. // Труды УкрНИГМИ, 1987. – Вып. 225. – С. 46-55.
3. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. – 2006. - № 73. - С. 156-158.
4. *Клімат України*. - К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
5. Hanstrum B.N., Mills G.A., Watson A., Monteverdi J.P., Doswell C.A. The cool-season tornadoes of California and southern Australia // Weather and Forecasting. – 2002. - Vol. 17. - № 4. - P.705–722.
6. Бондаренко А.В., Кубовський В.Т., Лесков Б.Н., Пірнач Г.М., Сирота М.В., Шниг В.М. Дослідження смерчів в Криму. – Тези доповідей другої міжнародної науково-технічної конференції „Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграції освіти і науки”. – Одеса:ТЕС, 2007. – С. 135-136.
7. Зведений річний огляд стихійних гідрометеорологічних явищ, які спостерігалися на території України у 1966-2000 рр. -Київ: Держкомгідромет, 2001. – 86 с.
8. Семергей-Чумаченко А.Б. Смерч как опасное явление в одесском регионе, Украине и мире // Причерноморський екологічний бюлетень. – 2007. - № 2 (24). – С. 142-149.
9. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Формирование смерча над югом Украины // Матеріали II Міжнародної науково-практичної конференції „Дні науки - 2006”. – Т. 26. – Географія та геологія. – Дніпропетровськ: наука і освіта, 2006. – С. 5-7.
10. Семергей-Чумаченко А.Б. Особенности полей температуры и давления над Украиной в период прохождения смерча 15 июля 2002 г. / II наукова конференція молодих вчених ОДЕКУ. Тези доповідей. - Одеса: ОГМІ, 2006. – С. 16–17.
11. <http://www.meteoweb.narod.ru/amat/sevastopol/2002/images>
12. <http://vairus.info/cic/1/2006/10/05/prognozirovat-smerch-sinoptiki-ne-berutsya.html>.
13. Семергей-Чумаченко А.Б. Гидродинамические характеристики нижней тропосферы над Украиной перед возникновением смерчей. – Тези доповідей другої міжнародної науково-технічної конференції „Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграції освіти і науки”. – Одеса:ТЕС, 2007. – С. 176-177.
14. Семергей-Чумаченко А.Б. Термобарическая и гидродинамическая структура атмосферы в период возникновения смерчей в Одесской области в 2002 и 2005 гг. //Материалы Научной конференции «Ломоносовские чтения» 2007 года. – Севастополь. – НПЦ «ЕКОСИ-гидрофизика». – 2007. – С. 25-27.

#### **Характеристика термобарической и гидродинамической структуры нижней тропосферы в период возникновения смерчей над югом Украины. Семергей-Чумаченко А.Б.**

*Охарактеризовано формування смерчей над Україною, оцінена повторюваність явлення. Проаналізовані два епізоди зародження і розвитку смерчей около Севастополя, виділені основні синоптичні і гідродинамічні фактори, вероятнее всего способствующие смерчеобразованию в указанных случаях.*

**Ключевые слова:** смерч, конвективная облачность, вихрь скорости, адвекция температуры.

#### **The character of hydrodynamic and thermobaric structure of low troposphere during tornado's rising above southern Ukraine. Semergey-Chumachenko A.**

*The tornado's formation above Ukraine is characterized, the regularity is estimated. The two episodes of tornado near Sebastopol are investigated, main synoptic and hydrodynamic factors are resumed for these causes.*

**Keywords:** tornado, convective cloud, vortex of speed, temperature advection.

## ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПРИБРЕЖНЫХ СТАНЦИЙ АНТАРКТИДЫ И АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*Показана неоднородность в температурном режиме прибрежных станций Западной и Восточной Антарктиды и устойчивый рост температуры тропосферы над Антарктическим полуостровом. Выявлены характерные периоды колебаний приземной температуры воздуха.*

**Ключевые слова:** динамика, температура воздуха, пятнистость, периоды колебаний.

**Постановка проблемы и цель работы.** В последние годы в обоих полярных районах Земли – Арктики и Антарктики, наблюдаются явные признаки влияния процессов, вызванных изменениями климата – глобальным потеплением.

Согласно неофициального перевода главы 15 рабочей группы 2 четвертого оценочного доклада межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [1] в течение XX века температуры воздуха над обширными территориями Арктического региона повысились местами на величину до 5,0°C. Во второй половине XX века отмечается потепление на Антарктическом полуострове и на отдельных береговых станциях Антарктического материка до 2,5°C. Прямые инструментальные измерения дают представление о пространственной неоднородности изменения температурного режима в Антарктике.

Изучение динамики температуры как приземной, так и тропосферной, является одним из важнейших вопросов климатических изменений, происходящих в Южном полушарии. В данный момент нет свидетельств, подтверждающих общеантарктическое повышение температуры воздуха.

Поэтому целью данной работы является исследование динамики приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды (включая Антарктический полуостров), а также динамики температуры воздуха всей тропосферы.

**Материалы и методы исследования.** В работе анализируются среднемесячные значения приземной температуры воздуха 34 прибрежных станций Восточной и Западной Антарктиды, а также станций Антарктического полуострова, а также среднемесячные значения температуры воздуха на основных изобарических поверхностях, полученные по данным радиозондирования атмосферы за OOh CГВ с использованием базы данных Российского Арктического и Антарктического научно-исследовательского института и Вайомингского университета.

Систематизация, расчеты и анализ приземной температуры воздуха были проведены для всех месяцев года за периоды лет:

- для Западной Антарктиды – 1956-2008гг.,
- для Восточной – 1954-2008гг.,
- для Антарктического полуострова – 1903-2008гг.

По перечисленным выше данным выявлены периоды устойчивого роста или падения температуры, определены качественные и количественные характеристики трендовых составляющих температуры воздуха, как у поверхности земли, так и в тропосфере, а также рассчитаны характерные периоды колебаний.

**Результаты исследования и их анализ.** Предпринимаемая попытка выявить характерные периоды устойчивого роста или падения приземной температуры воздуха поможет в выявлении и детализации причин, приводящих к изменениям температурного режима Антарктики. Проведены осреднения приземной

температуры воздуха для того, чтобы получить фоновое состояние температурного режима Восточной, Западной Антарктики и Антарктического полуострова.

Кроме того, были построены графики межгодовой изменчивости приземной температуры воздуха, которые приблизительно характеризуют режим температуры в приземном слое исследуемых районов (рис. 1, 2, 3).

По всему матерiku можно выделить периоды устойчивого роста и падения температуры воздуха:

– Восточная Антарктида - период падения 1954-1988гг. ( $-0,7^{\circ}\text{C}$ ), роста – 1989-2008гг. ( $2,4^{\circ}\text{C}$ );

– Западная Антарктида - период роста 1956-1987гг. ( $3,3^{\circ}\text{C}$ ), падения – 1988-2008гг. ( $-1,9^{\circ}\text{C}$ );

– Антарктический полуостров – период слабого роста 1903-1980гг. ( $0,1^{\circ}\text{C}$ ), период сильного роста- 1981-2008гг. ( $1,7^{\circ}\text{C}$ ) [2,3].

Как видим, первым, на глобальное потепление откликнулся Антарктический материк, в силу своего более северного положения. Эти изменения регистрируются на всех станциях, и на фоновом графике (рис. 3) отмечаются начиная с 1981 года. В конце 80-тых годов отмечается устойчивый и существенный рост на многих станциях Восточной Антарктики (рис. 1), в тоже время большинство станций Западной Антарктики с 1989 года регистрируют стабильное понижение приземной температуры воздуха.

Можно сделать первый вывод: изменения в температурном режиме Антарктики начались с 80-тых годов XX столетия. Первыми начали регистрировать эти изменения островные станции и станции Антарктического полуострова, далее процесс распространился на некоторые прибрежные станции материка. Причем, станции Восточной Антарктиды дают общий прирост температуры на  $2,4^{\circ}\text{C}$ , а станции Западной Антарктиды - наоборот показывают устойчивое падение, это может быть связано с тем, что именно в этой части материка присутствуют огромные поля шельфовых ледников.

Безусловно, подобное осреднение для таких больших районов не является показательным, температурный режим для каждой станции имеет свои особенности. Проанализируем динамику температуры воздуха на каждой станции.

С помощью стандартной программы для расчета скрытых периодичностей были рассчитаны периоды колебаний для каждой станции с 68% вероятностью (табл. 1). Так для станций Восточной Антарктиды наиболее характерны колебания с периодом 2 - 3 года; для станций Западной Антарктиды – 2 и 7 лет; для Антарктического полуострова – 2 года.

Тенденции, рассчитанные для станций Восточной и Западной Антарктиды, свидетельствуют о пятнистости в распределении роста и падения температуры на Западном и Восточном побережье (табл. 1). Так на станциях Восточной Антарктиды: Mawson и Mirny, а также на станциях Западной Антарктиды: Halley, Belgrano и Terra\_Nova Bay - отмечается падение приземной температуры воздуха, в отличие от остальных анализируемых станций, где наблюдается рост приземной температуры.

Так для Восточной Антарктиды в отдельное пятно можно выделить станции Zhongshan, Progress и Davis, которые характеризуются растущим трендом температуры и находятся на сравнительно небольшом удалении друг от друга. Для Западной - McMurdo и Scott\_Base, на которых температура растет, а также Halley и Belgrano, на которых температура падает. Для Антарктического полуострова такая пятнистость не наблюдается, все станции характеризуются растущими значениями приземной температуры.

Проведем сравнительный анализ динамики температуры воздуха у поверхности земли и на высотах 850, 700, 500 и 300гПа (табл. 2).

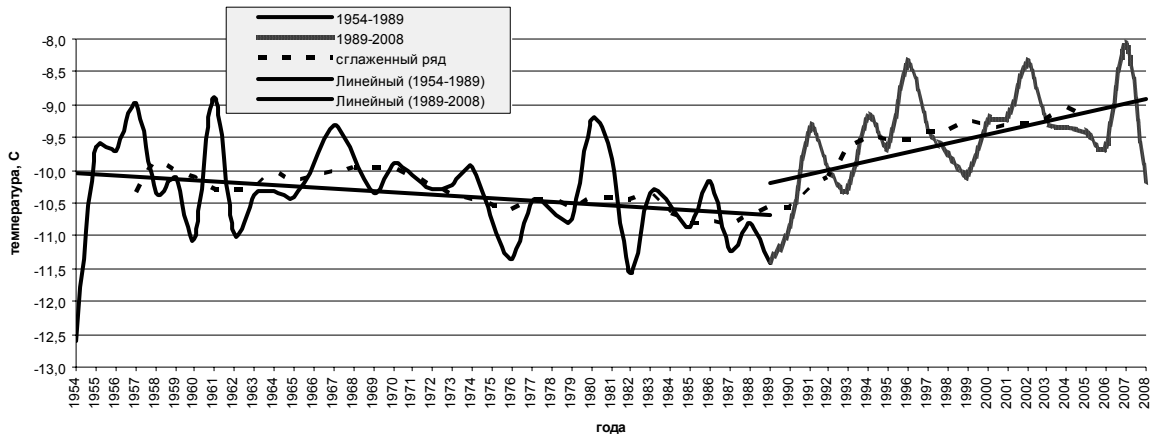


Рис. 1 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений приземной температуры воздуха станций Восточной Антарктиды.

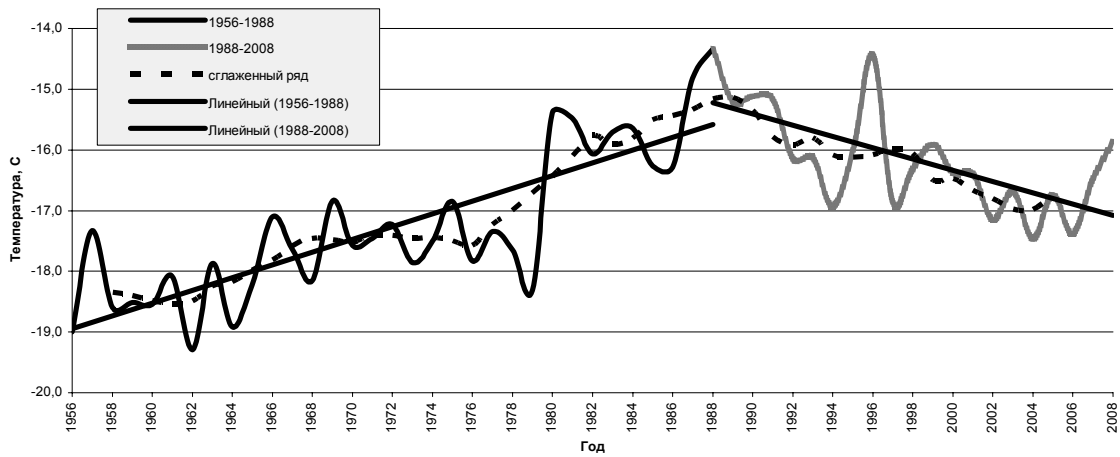


Рис. 2 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений приземной температуры воздуха станций Западной Антарктиды.

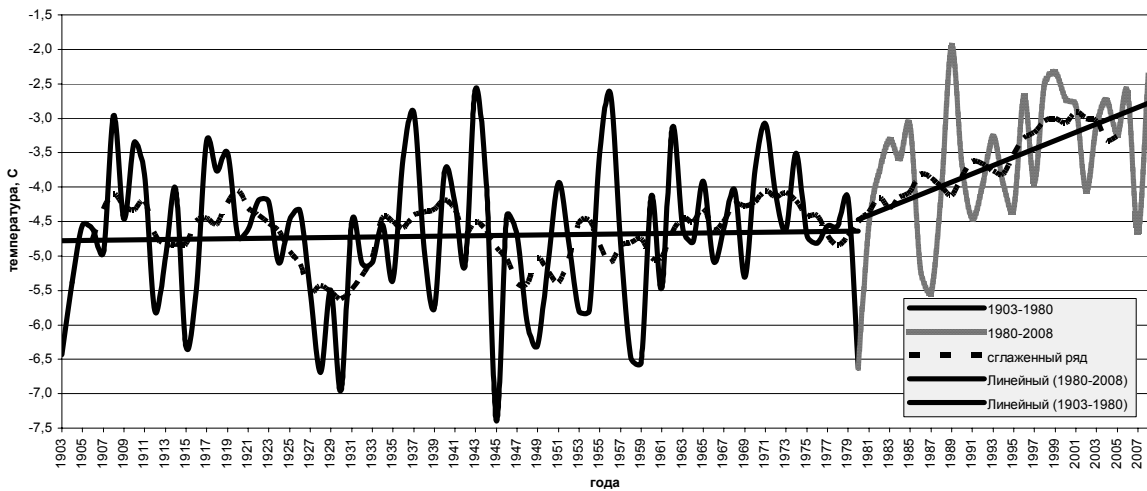


Рис. 3 – Межгодовая изменчивость среднегодовых значений приземной температуры воздуха станций Антарктического полуострова.

Таблица 1 – Тенденции многолетних колебаний приземной температуры

Восточная Антарктида				
Станции	X	Период колебаний	Тренд	высота над ур. м.
Novolazarevskaya	-9,4	2,6	+	119 м
Asuka	-18	1,6	+	931 м
Syowa	-9,7	3,4/1,8	+	21 м
Mawson	-10,3	5,6/3,6	–	16 м
Progress	-8,6	–	+	64 м
Zhongshan	-10,5	1,8	+	18 м
Davis	-10,2	5,6/3,6	+	13 м
Mirny	-10,6	2,1	–	30 м
Casey	-9,1	2,8	+	42 м
Dumont_Durville	-4,8	2,2/1,8	+	43 м
Leningradskaja	-14,8	1,6/2,3	+	304 м
Западная Антарктида				
Neumayer	-15,2	1,9	+	50 м
Halley	-18,3	6,1	–	30 м
Belgrano	-11,5	1,9	–	256 м
Russkaya	-12,8	–	+	124 м
Terra Nowa Bay	-14,5	–	–	0 м
McMurdo	-17,1	2,4 7,7	+	24 м
Scott_Base	-19,4	1,8	+	16 м
Антарктический полуостров				
Orcadas	-4,1	6,8/4,6/ 3,7	+	6 м
Marambio	-8,4	–	+	198 м
Esperanza	-5,3	–	+	13 м
O Higgins	-3,6	–	+	10 м
Ferraz	-2,0	1,9	+	20 м
Jubany	-1,8	2,1	+	4 м
King Sejong	-1,8	1,8/2,5	+	11 м
Arturo Prat	-2,0	3,0	+	5 м
Bellingshausen	-2,4	4,9	+	16 м
Marsh	-2,3	–	+	10 м
Great Wall	2,1	1,8	+	10 м
Deception	-7,1	3,0	+	8 м
Faraday/Vernadsky	-4,1	6,3	+	11 м
San Martin	-5,0	1,1	+	4 м
Rothera	-4,7	3,0	+	16 м
Adelaide	-5,2	2,6	+	24 м

Данному анализу подвергались всего двенадцать станций. Как видим, над большинством станций средняя и верхняя тропосфера реагирует на температурные изменения также как и нижняя. В целом тенденции, наблюдавшиеся на высотах, у поверхности земли сохраняют свой знак, исключением стали станции Novolazarevskaya и Dumont\_Durville, для которых на высотах наблюдается понижение температуры, а у земли – рост. И станция Mawson, которая у земли характеризуется падением температуры, а на высотах – ростом [4].

Таблица 2 – Тенденции многолетних колебаний температуры тропосферы станций Антарктиды

Станции	Координаты		высота над у.м.	тренд				
	широта	долгота		земля	850	700	500	300
McMurdo	77°51' ю. ш.	166°40' в.д.	24м	+	+	+	+	+
Novolazarevskaya	70°46' ю. ш.	11°49' в.д.	119м	+	-	-	-	-
Sanae	70°19' ю. ш.	2°25' з.д.	25м		-	-	+	-
Leningradskaja	69°29' ю. ш.	159°22' в.д.	304м	+	+	+	+	+
Syowa	69°00' ю. ш.	39°35' в. д.	21м	+	+	+	+	+
Davis	68°35' ю. ш.	77°58' в.д.	13м	+	+	+	+	+
Molodejnaya	67°40' ю. ш.	45°50' в.д.	42м		+	-	-	+
Mawson	67°36' ю. ш.	62°52' в. д.	16м	-	+	+	+	+
DumontDurville	66°40' ю. ш.	140°01' в.д.	43м		-	-	-	-
Mirny	66°33' ю. ш.	93°01' в.д.	30м	-	-	—	—	+
Casey	66°17' ю. ш.	110°32' в. д.	42м	+	+	+	+	+
Bellingshausen	62°11' ю. ш.	58°37' в.д.	16м	+	+	+	+	+

Можно сделать предварительный вывод о том, что «пятнистость» в температурном режиме наблюдается не только у поверхности земли и на всех высотах.

Эти результаты будут проверены на большем количестве данных с привлечением максимально возможного числа станций Антарктики.

#### Выводы.

- Изменения в температурном режиме Антарктики начались с 80-тых годов XX столетия, первыми начали регистрировать эти изменения островные станции и станции Антарктического полуострова, далее процесс распространился на некоторые прибрежные станции материка. Причем, станции Восточной Антарктиды дают общий прирост температуры на 2,4°C, а станции Западной Антарктиды – наоборот показывают устойчивое падение, это может быть связано с тем, что именно в этой части материка присутствуют огромные поля шельфовых ледников.
- Выявлены наиболее характерные периоды колебаний приземной температуры воздуха для станций Восточной Антарктиды с периодом 2 -3 года; для станций Западной Антарктиды – 2 и 7 лет; для Антарктического полуострова – 2 года.
- Тенденции, рассчитанные для станций Восточной и Западной Антарктиды, свидетельствуют о пятнистости в распределении роста и падения температуры на Западном и Восточном побережье. Для Антарктического полуострова такая пятнистость не наблюдается, все станции характеризуются растущими значениями приземной температуры.
- При сравнительном анализе динамики приземной температуры воздуха и температуры на изобарических поверхностях 850, 700, 500 и 300 гПа выявлена «пятнистость» в температурном режиме не только у поверхности земли и на всех высотах.

## Список литературы

1. Полярные регионы (Арктика и Антарктика): изменения климата и его последствия // Неофициальный перевод главы 15 рабочей группы 2 четвертого оценочного доклада межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). – Москва, 2007. – 36с.
2. Гавриленя К.Л., Прокофьев О.М. Статистический анализ приземной температуры воздуха станций Антарктического полуострова // Материалы IX научной конференции молодых ученых ОГЭКУ. – 2009.– С. 83.
3. Лысенко Я.В., Прокофьев О.М. Статистический анализ приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды // Материалы IX научной конференции молодых ученых ОГЭКУ. – 2009.– С. 73.
4. Т.Е. Danova, O.M. Prokofev Dynamics of temperature of air of the ground layer of troposphere of the coastal stations of Antarctica // Сборник тезисов докладов международной антарктической конференции IAC2009: "Міжнародний полярний рік в Україні підсумки та перспективи". – Харьков, 2009. – С. 29.

**Динаміка температури повітря прибережних станцій Антарктиди і Антарктичного півострова. Данова Т.Є., Прокоф'єв О.М.**

*Показана неоднорідність температурного режиму прибережних станцій Західної та Східної Антарктиди та сталє зростання температури тропосфери над Антарктичним півостровом. Виявлені характерні періоди коливань приземної температури повітря.*

**Ключові слова:** динаміка, температура повітря, плямистість, періоди коливань.

**Dynamics of temperature of air of the off-shore stations of Antarctica and Antarctic Peninsula. Danova T., Prokofev O.**

*Heterogeneity in the temperature condition of the off-shore stations of Western and East Antarctica and steady growth of temperature of troposphere above the Antarctic peninsula is shown. The characteristic periods of fluctuations in the ground temperature of air are exposed.*

**Keywords:** dynamics, temperature of air, spotted, periods of vibrations.



Міщенко Н.М., асп.

Одеський державний екологічний університет

## ПРОСТОРОВО-ЧАСОВА СТРУКТУРА АНОМАЛІЙ ПОЛЯ ОПАДІВ ПРИ БЛОКУВАННІ ЗОНАЛЬНОГО ПЕРЕНЕСЕННЯ

*За допомогою розрахунку кореляційного зв'язку між індексами блокування для Азорського та Сибірського максимумів та супроводжуючих їх аномаліями кількості опадів виявлені певні закономірності в їх просторово-часовому розподілі.*

**Ключові слова:** блокування зонального перенесення, блокуючі антициклони, добова кількість опадів, аномалії, кореляція, індекс блокування

**Вступ.** Блокування зонального перенесення являє собою стійкий процес в атмосфері, який виступає однією з причин аномалій погодних умов. Залежно від розташування регіону по відношенню до впливаючого на нього блокуючого антициклону, з процесом блокування пов'язують розвиток засух та суховіїв, весняні повернення холодів, прихід холодних та малосніжних зим тощо на термін від тижня до сезону.

**Сучасний стан проблеми.** У багатьох аспектах блокінг представляє собою інтерес для середньострокових та довгострокових прогнозів погоди, моделювання атмосферних процесів та моніторингу клімату [1, 2]. Г.Я. Вангенгейм зазначав, що планетарні процеси блокування є складовою частиною або стадіями перетворення основних форм атмосферної циркуляції. Зокрема, малий час розвитку та розпаду блокування (1-2 дні) в [3,4] приймався за відповідні стадії переходу одного стану циркуляції атмосфери до іншого, а їх тривале існування (від 2-3 ЕСП до 1 місяця і більше) – за відповідні стадії внутрішньорічного стійкого розвитку загальної циркуляції атмосфери (ЗЦА). В принципі, у довгостроковий прогноз різних станів ЗЦА потрапляє також і прогноз ситуацій блокування.

Очевидно, що задача підвищення надійності та результативності прогнозу та його окремих складових лежить у площині більш детального пізнання його режимних особливостей в цілому та окремих елементів зокрема.

**Мета та результати дослідження.** Метою даного дослідження є знаходження кількісних характеристик зв'язку між індексами блокування та аномаліями середньодобової кількості опадів над територією Атлантико-Європейського сектору при блокуванні зонального перенесення Азорським та Сибірським антициклонами.

Для досягнення поставленої мети вирішувалися наступні задачі:

1. Ідентифікація ситуацій блокування над територією Атлантико-Європейського сектору шляхом розрахунку полів індексу блокування за даними ре-аналізу;
2. Побудова полів фактичної кількості опадів та аномалій їх середньодобової кількості над досліджуваною територією при блокуванні зонального перенесення;
3. Перевірка гіпотези на нормальність закону розподілу середньодобової кількості опадів у період блокування;
4. Визначення оптимальної степені апроксимуючого поліному для зв'язку між середньодобовою кількістю опадів та індексом блокування Ленаса і Окладна [5,6].
5. Дослідження структури та тісноти зв'язку між аномаліями середньодобової кількості опадів та індексом блокування.

Характерну для блокування дипольну структуру термобаричного поля відображають індекси блокування, які у відповідності з [1,2] будемо розраховувати як різницю геопотенціалу  $H_{500}$  на широтах 40 та 60° для кожних 10° довготи. У представленій роботі для ідентифікації блокування зонального перенесення зазначені

індекси розглядалися для сітки, накладеної на розрахункову область з координатами  $0^\circ$  до  $130^\circ$  сх. д. та  $35 - 80^\circ$  пн. ш.

В якості вихідних використовувалися наступні дані ре-аналізу глобальних атмосферних полів Європейського центру середньострокових прогнозів (ECMWF) та Національного центру прогнозів США (NCEP/NCAR):

а) поля поверхневого осідання вологи ( $\text{кг}/\text{м}^2\cdot\text{с}$ ), які перераховувалися у значення середньодобової кількості опадів у вузлах регулярної сітки з просторовим розділенням  $1,87^\circ \times 1,87^\circ$ ;

б) поля середньодобового значення геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа у вузлах регулярної сітки з кроком  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ .

Крім того, використовувалися карти приземного аналізу, абсолютної та відносної баричної топографії (АТ-500, ВТ 500/1000) за періоди блокування, дані «Кліматичного кадастру України» (2007 р.) і кліматологічні характеристики опадів по європейській території Росії.

Для реалізації поставленої мети за приземними картами погоди (00 СГЧ) та картами баричної топографії (АТ-500, ВТ-500/1000) були відібрані синоптичні ситуації з тривалим ( $\geq 10$  днів) існуванням Сибірського та Азорського антициклонів, які потенційно могли розглядатися у подальшому як випадки блокування західного перенесення. Найбільш показові з цих випадків розглянуті в цій статті.

Ідентифікація ситуацій блокування виконувалася за даними ре-аналізу шляхом розрахунку значень індексу блокування Ленса і Окленда  $I$ , який враховує меридіональний профіль геопотенціалу та знаходиться за формулами:

$$I(\lambda) = H_{40^\circ \text{ півн.ш.}}(\lambda) - H_{60^\circ \text{ півн.ш.}}(\lambda) < 0;$$

$$\frac{I(\lambda - 10^\circ) + I(\lambda) + I(\lambda + 10^\circ)}{3} < 0, \quad (1)$$

де  $H$  — значення геопотенціалу на поверхні 500 гПа на довготі  $\lambda$ .

Варто зазначити, що синоптична ситуація на даній довготі ідентифікується як блокування тільки при виконанні обох умов.

Для більшої зручності у подальших розрахунках дані середньодобової кількості опадів, по області з координатами  $0 - 180^\circ$  сх. д. та  $35 - 80^\circ$  півн. ш., були інтерпольовані у вузлах регулярної сітки з кроком  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ .

Для отримання полів індексу блокування за формулою

$$I(\lambda) = H_{\varphi+10}(\lambda) - H_{\varphi-10}(\lambda) < 0 \quad (2)$$

його значення перераховувалися за широтами з кроком  $10^\circ$  та представлялися у графічному вигляді лише ті, що задовольняють умові  $I(\lambda) < 0$ .

На рис.1 представлені приклади розподілу індексу блокування ( $a$ ,  $b$ ) та ізогіети середньодобової кількості опадів ( $v$ ,  $z$ ) для Азорського та Сибірського антициклонів (10.05.2005 р. та 14.11.2003 р. відповідно).

На рис. 1 ( $a$ ,  $b$ ) зображені від'ємні значення індексу блокування, які ідентифікують наявність блоку, зумовленого Азорським ( $a$ ) та Сибірським ( $b$ ) антициклонами відповідно, що добре узгоджується з непрямыми ознаками блокування [5, 6] при аналізі карт приземного аналізу, абсолютної та відносної баричної топографії.

Побудова ізогіет середньодобової кількості опадів (рис.1  $v$ ,  $z$ ) виконувалася по тій же розрахунковій області, що й поля індексу блокування.

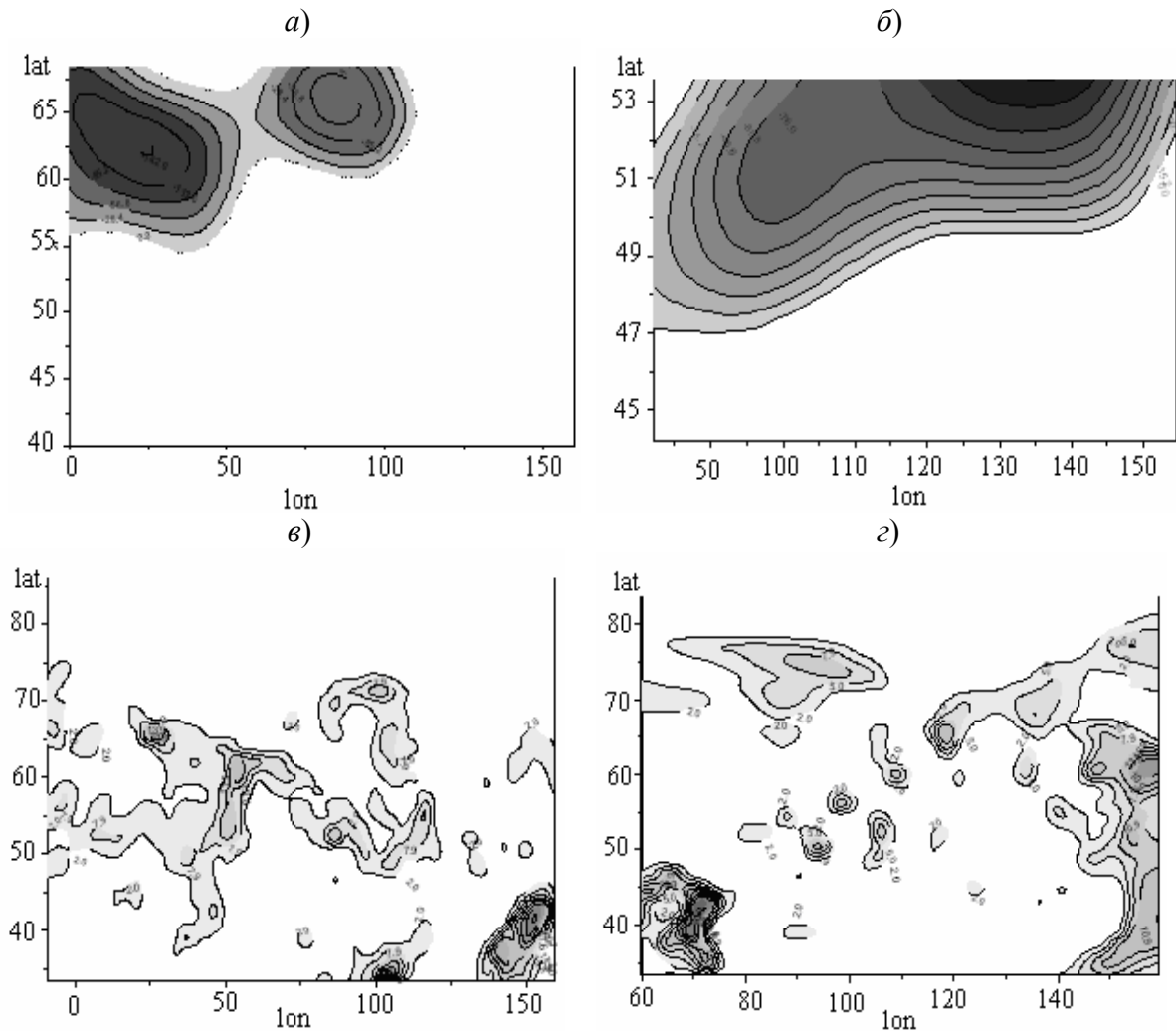


Рис.1 – Поля індексу блокування зонального перенесення (*a, б*) та ізогієти середньодобової кількості опадів (*в, г*):

*a, в* – 00СГЧ 10.05.2007 р. (Азорський максимум);

*б, г* – 00 СГЧ 14.11.2003 р. (Сибірський антициклон).

Аналіз просторового розподілу кількості опадів свідчить, що найбільша середньодобова кількість опадів при блокуванні атмосферної циркуляції, зумовленим Азорським антициклоном, спостерігається в південно-східній частині антициклону. Зазначені опади, вочевидь, мають фронтальну природу і пов'язані з циклонами, що мають північну складову руху, заблоковані та заповнюються.

При блокуванні зонального перенесення Сибірським антициклоном найбільша добова кількість опадів спостерігається на південно-західній периферії антициклону; їх походження також зумовлене наявністю фронтальних розділів циклонів, зональне зміщення яких суттєво уповільнюється. Крім того, при даній синоптичній ситуації спостерігаються поля нефронтальних опадів на північно-східній та південно-східній периферіях антициклону, які чітко простежуються на рис.1 (*в, г*).

Для побудови полів аномалій середньодобової кількості опадів (рис. 2 *a, б*) кліматичні дані про середньодобову кількість опадів для відповідного місяця і конкретної станції інтерполювалися у вузли сітки з розділенням  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ . Далі у кожному вузлі сітки розраховувалася різниця між фактичним значенням добової кількості опадів та їх кліматичною нормою та візуалізувалися додатні значення цих різниць. Так, вихід та стаціонування Азорського антициклону 08.05.2005р.

супроводжувався значною кількістю опадів переважно над територією західної Європи. Кількість опадів в період блокування (на прикладі 10.05.2005 р.) перевищувала 20 мм за добу. Аномальні значення  $>10$  мм/доб спостерігались над південно-західною територією Росії (рис. 2а), тобто додатні значення аномалій кількості опадів спостерігалися на південно-східній та східних периферії антициклону. Максимальне значення аномалій кількості опадів сягає 19,3 мм/доб, фактична середньодобова кількість опадів перевищувала 19,9 мм/доб.

Ситуація блокування, зумовлена Сибірським антициклоном 14.11.2003р., спровокувала опади над південно-західною, східною та північно-східною територіями Росії. На рис. 2б представлено поле аномалій кількості опадів, з якого видно, що в період блокування над приведеною територією спостерігалися декілька осередків аномалій. Максимальні значення аномалій кількості опадів над територією, що розглядалась  $62,1-134^\circ$  сх.д. а  $4,2-54,8^\circ$  пн.ш.), становлять 11,6 мм/доб, фактична кількість опадів – 16,9мм/доб в районі  $70^\circ$  сх.д. та  $44,2^\circ$  пн. ш.

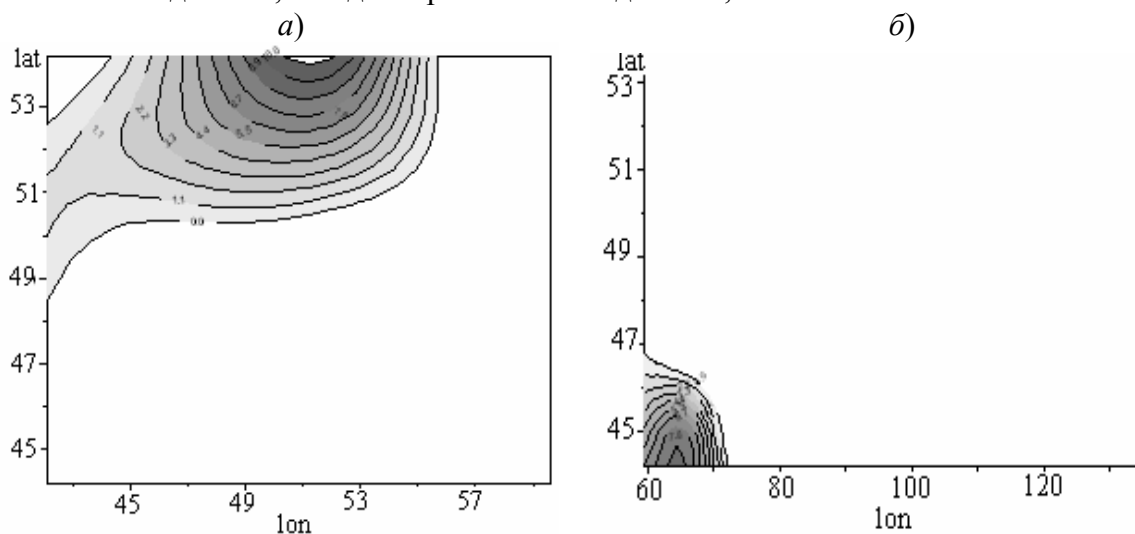


Рис.2 - Ізаномали середньодобової кількості опадів при блокуванні зонального перенесення:

а) Азорським максимумом (10.05.2007 р.); б) Сибірським антициклоном (14.11.2003 р.).

Отже, можна зазначити, що додатні значення аномалій середньодобової кількості опадів при блокуванні загальної циркуляції атмосфери головним чином спостерігаються при Азорському антициклоні – на його південно-східній та східній периферії, при Сибірському – на південно-західній і північно-західній периферіях.

Далі виконувалася перевірка статистичної гіпотези про відповідність емпіричного розподілу середньодобової кількості опадів в період блокування нормальному закону на рівні значущості  $\alpha = 0,05$ .

Оскільки  $\chi^2 > \chi^2_{крит}(\alpha, \nu)$ , то гіпотеза  $H_0$  про те, що емпіричний ряд середньодобової кількості опадів має нормальний розподіл та відхиляється на рівні значущості  $\alpha = 0,05$ .

Значення середньодобової кількості опадів в нашому випадку не підпорядковується нормальному закону розподілу.

Дослідження характеру зв'язку між значеннями індексу блокування та аномаліями середньодобової кількості опадів виконувалося за допомогою процедури оптимізації степені апроксимуючого поліному. Але спочатку була перевірена тіснота зв'язку між індексом блокування і аномаліями кількості опадів (рис. 3а) та індексу блокування з фактичною кількістю опадів (рис. 3б) на прикладі ситуації 04.11.2003 р.

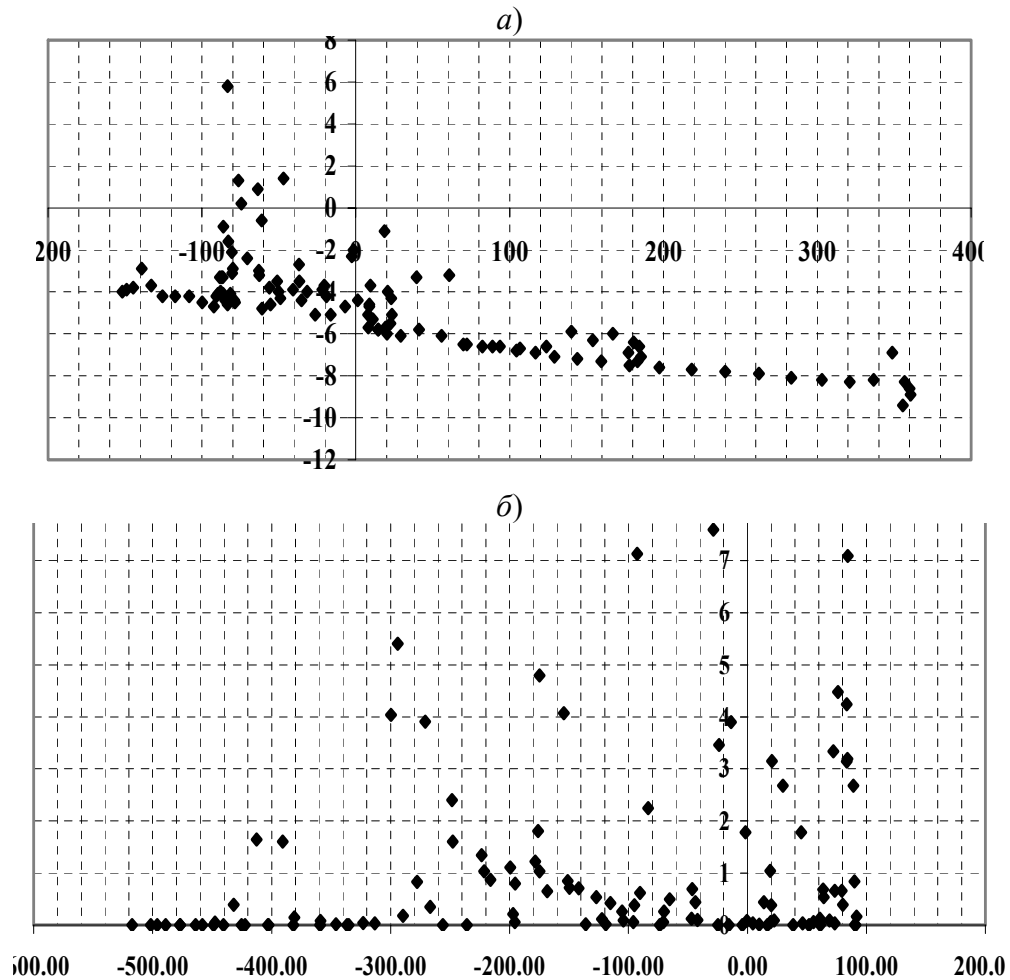


Рис.3 – Діаграми залежності між:

а) індексом блокування та аномалій кількості опадів

б) індексом блокування та середньодобовою кількості опадів.

За критерій оптимальності приймалося мінімальне значення середньоквадратичного відхилення. У табл. 1 представлені види рівнянь регресії для апроксимуючих поліномів 1-3 степені, коефіцієнти та вільні члени яких зумовлюють мінімізацію непогодженості для ситуацій блокування Сибірським та Азорським антициклонами. Наприкінці кожного з видів антициклону в табл. 1, приведені осередненні рівняння регресії кожного порядку для обох видів блокування.

Можна побачити, що найменші значення середньоквадратичного відхилення для досліджуваного зв'язку при блокуванні зонального перенесення Сибірським антициклоном спостерігаються при його апроксимації поліномом першої та другої степені, при Азорському максимуму – першої.

Таким чином, визначивши оптимальну степінь апроксимуючого поліному для кожної ситуації та його загальний вид, можемо представити його графічне зображення для значення середньоквадратичне відхилення (рис. 4).

Найбільш поширений у використанні коефіцієнт кореляції Пірсона, що характеризує ступінь лінійної залежності між змінними, підходить для оцінки взаємозв'язку між двома нормальними змінними. Крім того, коефіцієнт кореляції Пірсона нестійкий до викидів – за їх наявності можна помилково зробити висновок про наявність кореляції між змінними. Тому якщо розподіл досліджуваних змінних

відрізняється від нормального або існують викиди, то варто скористатися непараметричним аналогом – коефіцієнтом рангової кореляції Спірмена, який характеризує ступінь довільної нелінійної залежності між змінними в рамках моделі «зростання однієї змінної зумовлює зростання іншої». Слід зазначити, що коефіцієнт кореляції Спірмена може використовуватися для оцінки залежності між змінними незалежно від їх розподілу [7, 8]. Ця важлива якість досягається завдяки тому, що всі специфічні для конкретних розподілів деталі зникають, коли значення змінних замінюються їх рангами у вибірці. Також він менш чутливий до викидів, що є ще однією важливою перевагою при обробці експериментальних даних поля опадів.

У цьому випадку визначається фактичний ступінь паралелізму між двома кількісними рядами досліджуваних ознак (у нашому випадку індексом блокування та аномаліями середньодобових опадів) і дається оцінка тісноти встановленого зв'язку за допомогою кількісно вираженого коефіцієнта [7, 8].

Таблиця 1 – Рівняння регресії для апроксимуючого поліному 1 – 3 степені для Сибірського та Азорського антициклонів

Дата	Рівняння регресії	Середньоквадратичне відхилення $\sigma_i$
<b>СИБІРСЬКИЙ АНТИЦИКЛОН</b>		
31.12.2001 – 07.01.2002	$y = 0,18$	2,30
	$y = -0,0000028x^2 - 0,00061x + 0,61$	2,22
	$y = 6,00000071x^3 - 0,0073x^2 - 3,47x + 112,14$	365,28
15.02.2003 – 22.02.2003	$y = 0,04$	1,22
	$y = 0,0000036x^2 - 0,00045x - 0,097$	1,25
	$y = 0,0000018x^3 - 0,00022x^2 - 0,124 + 3,334$	25,55
04.11.2003 – 11.11.2003	$y = 0,43$	2,19
	$y = -0,000013x^2 - 0,004x + 0,55$	2,08
	$y = 0,0000092x^3 + 0,0042x^2 + 0,38x - 17,48$	58,27
15.01.2005 – 19.02.2005	$y = 0,11$	1,75
	$y = 0,0000016x^2 - 0,00018x + 0,033$	1,77
	$y = -0,00021x^2 + 0,1118$	13,95
$y = 0,19$ $y = 2,7 \cdot 10^{-6}x^2 - 0,001x + 0,27$ $y = 1,5x^3 - 0,027x^2 - 3,35x + 110,8$		
<b>АЗОРСЬКИЙ АНТИЦИКЛОН</b>		
08.05.2007 – 19.05.2007	$y = 0,85$	3,70
	$y = 0,0000019x^2 - 0,0015x + 0,88$	252,2
	$y = 0,0000018x^3 - 0,0015x^2 + 0,35x - 14,57$	19,58
16.08.2007 – 09.09.2007	$y = 0,1$	2,57
	$y = 0,000015x^2 + 0,042x + 0,3565$	2,50
	$y = -0,0000017x^3 - 0,0011x^2 + 0,029x + 68,74$	23,75
17.09.2008 – 28.09.2008	$y = 0,08$	3,26
	$y = 0,0000032x^2 - 0,00099x + 0,113$	569,64
	$y = -0,0000055x^3 + 0,0013x^2 + 0,085x - 13,49$	104,83
$y = -0,011$ $y = 6,7 \cdot 10^{-5}x^2 + 0,013x + 0,45$ $y = 1,8 \cdot 10^{-6}x^3 - 4,3 \cdot 10^{-4}x^2 - 13,56$		

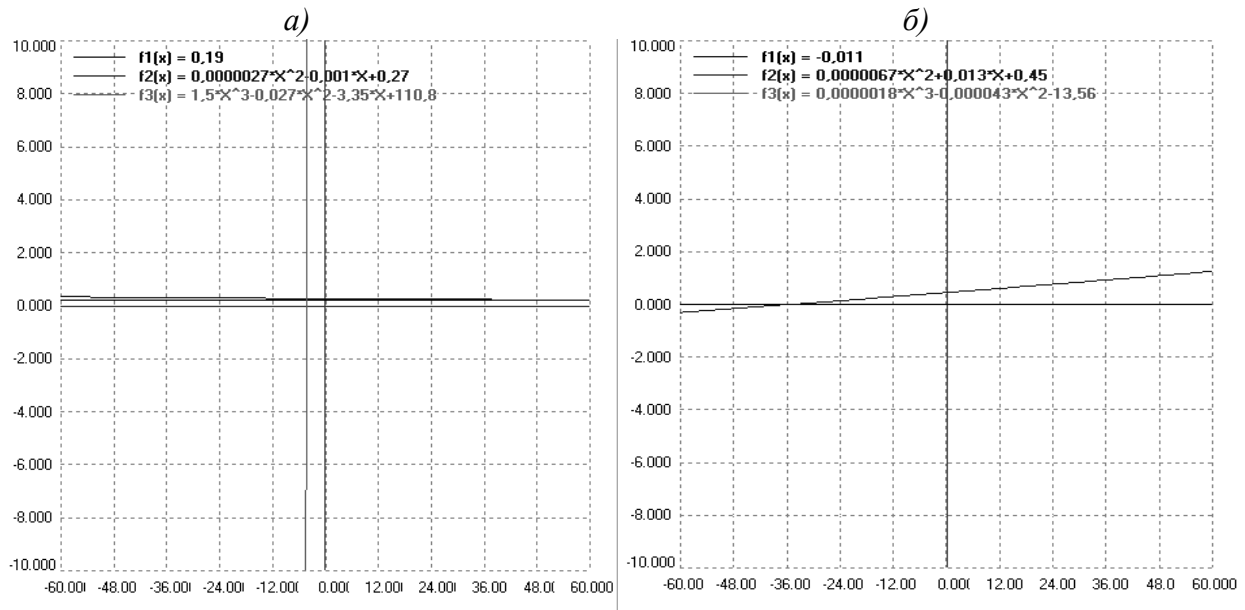


Рис. 4 – Графічний вигляд рівнянь регресії для: а) Сибірського антициклону; б) Азорського антициклону.

Розрахунок коефіцієнта рангової кореляції Спірмена виконано наступним чином :

- 1) Кожній з ознак зіставлено її порядковий номер (ранг) за збільшенням (зменшенням).
- 2) Визначено різниці рангів кожної пари значень, що зіставляються.
- 3) Піднесено у квадрат кожену різницю і підсумовано одержані результати.
- 4) Обчислено коефіцієнт кореляції рангів за визначенням

$$r = 1 - \frac{6 \sum d^2}{n(n^2 - 1)},$$

де  $\sum d^2$  - сума квадратів різниць рангів;  $n$  - число парних спостережень.

Виявлений кореляційний зв'язок між індексом блокування та аномаліями опадів протягом досліджуваного періоду (рис. 5) дозволяє свідчити, що від'ємним значенням індексу блокування при Азорських максимумах (наприклад, 08.05.2007 – 19.05.2007 р.) відповідають додатні аномалії середньодобової кількості опадів, що розташовані на південно-східній та східній периферії блокуючого антициклону (рис.5а). Слід зазначити, що аномалії розглядалися лише для територій України та європейської території Росії, тому порівняння з коефіцієнтом кореляції проводиться саме для цих територій.

Для Сибірського антициклону (наприклад, 04.11.2003 – 11.11.2003 р.) аналіз поля кореляції виявив, що район з від'ємними значеннями коефіцієнту кореляції, якому відповідає район локалізації додатних значень аномалій кількості опадів, які розташовані на північній та північно-східній периферії антициклону (рис. 5б).

#### Висновки.

1) Аналіз аномалій кількості опадів під час блокуючих процесів Азорським і Сибірським антициклонами показав, що область з максимальними аномаліями розташовується для Азорського антициклону – на його південній і південно-східній периферії, для Сибірського антициклону – південна, південно-західна та східна і північно-східна периферії.

2) Поле ізокорелят показує, що для південної, південно-східної периферії Азорського максимуму зменшення індексу блокування відповідає збільшенню кількості опадів і його позитивних аномалій. Для Сибірського антициклону – зменшення індексу блокування - це збільшення кількості опадів і їх позитивних аномалій на східній і північно-східних периферіях.

Решта областей обох антициклонів характеризується позитивним кореляційним зв'язком, тобто зменшенню індексу блокування відповідає зменшення кількості опадів і їх позитивних аномалій.

3) У ряді випадків при блокуванні зонального перенесення спостерігається поява полів конвективних опадів нефронтального типу на східній (північно-східній) периферії антициклону.

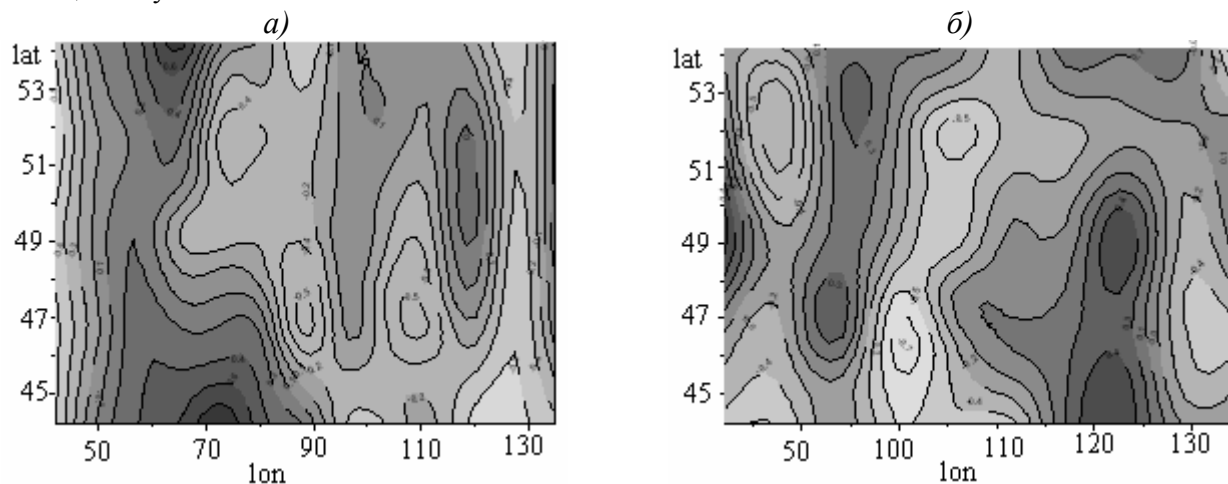


Рис.5 – Поле ізокорелят між індексом блокування та аномаліями кількості опадів  
 а) Азорський максимум (08.05.2007 – 19.05.2007 р.);  
 б) Сибірський антициклон (04.11.2003 – 11.11.2003 р.).

#### Список використаних джерел

1. *Руководство по месячным прогнозам погоды.* – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 365 с.
2. *Coughlan M.J. A comparative climatology of blocking action in the hemispheres// Austr.Meteorol.Mag. – 1983/ - Vol.31. – P. 3-13*
3. *Вангенгейм Г.Я.* Процессы блокирования зональных течений и их роль в режиме общей циркуляции атмосферы. // Труды ВНМС. – 1963. – Т.3. – С. 18-26.
4. *Вангенгейм Т.Г.* Спектральный анализ коэффициентов разложения среднемесячных аномалий атмосферного давления северного полушария по естественным ортогональным составляющим для зимнего периода // Труды ААНИИ. – 1986. – т. 393. – С. 131-137.
5. *Шановалова Н.С.* Процессы блокирования зональной циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 5.
6. *Шановалова Н.С.* Блокирующие образования в атмосфере. // Труды ГМЦ СССР, 1991.- Вып. 316. - С. 68 – 73.
7. <http://www.infamed.com/stat/s05.html>
8. [http://etlive.ru/koefficienty\\_rangovoj\\_korrelyacii](http://etlive.ru/koefficienty_rangovoj_korrelyacii)

**Пространственно-временная структура аномалий поля осадков при блокировании зонального переноса.** Мищенко Н.М. С помощью расчета корреляционной связи между индексами блокирования для Азорского и Сибирского максимумов та сопровождающих их аномалиями количества осадков выявлены определенные закономерности в их пространственно-временном распределении.

**Ключевые слова:** блокирование зонального переноса, блокирующие антициклоны, суточное количество осадков, аномалии, корреляция, индекс блокирования.

**Spatio-temporal structure of anomalies of the field of precipitations at blocking of zonal transfer.** Mishenko N. By the calculation of correlation communication between the indexes of blocking for the Azorean and Siberian maximums that accompanying by their anomalies of amount of precipitations certain conformities to the law in their spatio-temporal distributing are exposed.

**Keywords:** blocking of zonal transfer, blocking anticyclones, day's amount of precipitations, anomalies, correlation, index of blocking.



УДК 63:581.132

А.М. Польовий, д.г.н., проф.

Одеський державний екологічний університет

**МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ПІДВИЩЕННЯ КОНЦЕНТРАЦІЇ CO<sub>2</sub> В АТМОСФЕРІ НА ФОТОСИНТЕЗ ЗЕЛЕНОГО ЛИСТКА**

*Розглядається вплив зміни вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері на інтенсивність фотосинтезу зеленого листка в умовах різної щільності потоку фотосинтетично активної радіації (ФАР).*

**Ключові слова:** листок, концентрація CO<sub>2</sub> приземного шару, швидкість вітру, сонячна радіація, температура повітря, світлова крива фотосинтезу, вуглекислотна крива фотосинтезу, продукційний процес.

**Вступ.** Останні десятиліття характерним є постійно зростаюча увага до проблеми підвищення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. В рамках сучасної теорії продукційного процесу рослин CO<sub>2</sub> є найважливішим аргументом функції фотосинтезу листка, який в значній мірі визначає інтенсивність фотосинтезу і сумарну продуктивність будь-якого рослинного організму. В зв'язку з цим виконання експериментальних досліджень, пов'язаних з впливом зміни концентрації вуглекислого газу на інтенсивність фотосинтезу, побудова адекватних кількісних залежностей, становлять інтерес для динамічного моделювання продукційного процесу сільськогосподарських рослин, отримання кількісних характеристик реакції рослин на ці зміни.

**Основною метою дослідження** є оцінка впливу збільшення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері на інтенсивність фотосинтезу зеленого листка.

**Результати дослідження та їх аналіз.** Встановлено [3], що в оптимальних умовах освітлення й температури інтенсивність фотосинтезу листя рослин при підвищенні концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері до 0,10–0,20 % зростає в 2-4 рази. Ця властивість рослин, що встановлена в короткочасних вимірах газообміну листка при різних концентраціях CO<sub>2</sub>, дає унікальну можливість вивчення взаємодії фотосинтезу й росту в системі цілої рослини, впливу надлишку асимілятів на активність і властивості фотосинтетичного апарату, взаємозв'язку інтенсивності фотосинтезу і продуктивності, в експериментах із тривалим вирощуванням рослин в атмосфері з підвищеним вмістом вуглекислого газу.

В наш час уже не викликає сумніву те, що збагачення атмосфери вуглекислим газом збільшує загальну і господарську продуктивність рослин внаслідок посилення їхнього фотосинтезу. Суперечливі дані отримані по реакції на цей фактор лише тих рослин, фотосинтез яких слабо відбивається на підвищення концентрації CO<sub>2</sub>.

Докладний статистичний аналіз існуючих робіт, присвячений вивченню впливу підвищених концентрацій CO<sub>2</sub> на продуктивність сільськогосподарських культур і деяких представників природної рослинності, виконав Кімбалл, використовуючи дані 70 публікацій [6]. Частина з них характеризує господарську продуктивність культурних рослин, інші – вплив збагачення CO<sub>2</sub> протягом визначеного періоду часу (протягом 21-57 днів для культурних видів і від 35-45 днів до 12 місяців для видів природної трав'янистої та деревної рослинності) на суху біомасу рослин. Для уніфікації результатів автор розраховував співвідношення продуктивності дослідних (при збагаченні вуглекислим газом) і контрольних рослин (при нормальній концентрації CO<sub>2</sub>). Для сільськогосподарських культур, крім квіткових рослин, отримані значення співвідношення господарського урожаю, які дорівнюють 1.23, 1.32, 1.42, 1.54 і 1.52

відповідно для плодових і овочевих культур. Для зернових, зернобобових і коренеплодів дане співвідношення складає в середньому близько 1,60.

Було зроблено висновок, що подвоєння концентрації CO<sub>2</sub> у земній атмосфері може призвести до підвищення продуктивності сільськогосподарських культур у середньому на 33 %. Однак до цієї оцінки варто відноситися критично оскільки більшість опублікованих даних отримано в умовах штучного клімату, на обмеженій кількості видів рослин, оцінка зроблена без врахування внеску кожної культури у світові продовольчі ресурси, а фактичні межі варіювання експериментальних даних поки дуже великі, причини яких залишаються без досить задовільного пояснення. Саме тому потрібні системні фізіологічні дослідження реакції рослин на різні рівні вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері для розкриття механізмів, які лежать в його основі.

Найбільш однозначною реакцією рослин на тривале вирощування в атмосфері з підвищеним вмістом CO<sub>2</sub> є збільшення площі їхньої листкової поверхні, зменшення співвідношення площі листя до сухої маси рослини (відносної площі листя рослини), зростання відносної швидкості росту сухої біомаси, але в основному тільки у початковий період вегетації, і значення чистої продуктивності фотосинтезу. У злаків із підвищеним вмістом CO<sub>2</sub> в атмосфері зростає кількість бокових стебел [12]. В роботі [5] показано, що вплив CO<sub>2</sub> на площу листя істотно залежить від температурного режиму вирощування рослин. Площа листя соняшника на 30-й день після сходів під дією подвоєння концентрації CO<sub>2</sub> (до 660 мкл/л) при температурі день/ніч 23-28 °C зростала в 1.14, а при 14–19 °C – 1,6 раз.

Вивчалася реакція рослин на підвищення концентрації CO<sub>2</sub> при вільному розміщенні в умовах поступового висушування ґрунту (без поливу). Найбільше збільшення площі листкової поверхні рослини у період досягнення максимальної транспірації спостерігалося у люцерни (у 1,75 раз) і пшениці (у 1,68 раз). Найменше у кукурудзи, сорго й амаранту, площа листя зростала відповідно у 1,40; 1,29 і 1,15 раз. На результати дослідів безсумнівно вплинуло більш сильне гальмування росту листя водним дефіцитом на контролі і, очевидно, видова специфіка реакції рослин на наростання водного стресу при різних концентраціях CO<sub>2</sub>.

Незважаючи на збільшення площі листкової поверхні та рослини, збагачення атмосфери вуглекислотою призводить до значного зменшення відношення площі листя до сухої маси рослини.

Одночасно співвідношення маси листя та маси рослин (відносна площа листя) є показником, який майже не залежить від концентрації CO<sub>2</sub>, оскільки в атмосфері з підвищенням CO<sub>2</sub> як правило зростає щільність листя. У дослідах під впливом збагачення атмосфери вуглекислотою відзначається підвищення величини чистої продуктивності фотосинтезу (ЧПФ), особливо значне на початку вегетації [8, 10, 11]. Збільшення чистої продуктивності фотосинтезу в атмосфері з підвищеним вмістом CO<sub>2</sub> свідчить про посилення фотосинтезу рослин у цих умовах. Зниження ефекту збагачення CO<sub>2</sub> на цей показник протягом онтогенезу може бути зумовлене поступовим уповільненням активності фотосинтетичного апарату надлишком асимілятів. Однак не менш важливу роль має зниження середньої інтенсивності фотосинтезу листя рослини внаслідок їхнього взаємного затінення, а також підвищення витрат на дихання [13].

В роботі [9] наводяться узагальнені дані про реакцію рослин на збільшення CO<sub>2</sub> в атмосфері (табл.1) у вигляді відношення  $E$  інтенсивності фотосинтезу листка, розрахованої в чисельному експерименті  $\Phi_{\text{екс}}$  при підвищеному вмісті CO<sub>2</sub> в повітрі, до інтенсивності фотосинтезу листка  $\Phi_{200}$  за умови концентрації CO<sub>2</sub> у повітрі на рівні 200 ppm ( $E = \Phi_{\text{екс}} / \Phi_{200}$ ).

Як видно з даних табл.1, величина відношення  $E$  коливається в досить широкому інтервалі. Досить вірогідно, що хоча ефект збагачення атмосфери вуглекислим газом

для продуктивності рослин завжди позитивний, однак його величина змінюється в широких межах і визначається, насамперед, ступенем детермінованості вегетативного росту генотипу і зовнішніми умовами (світловим і температурним режимами, генетичною взаємодією рослин і т.п.).

Таблиця 1 – Порівняння ефекту зміни інтенсивності фотосинтезу при збільшенні концентрації CO<sub>2</sub> у повітрі [9]

Рослина	Інтенсивність ФАР, Вт/м <sup>2</sup>	Концентрація CO <sub>2</sub> , ppm		E
		низька	висока	
Модель C <sub>3</sub> листка	400	200	800	3,7
Томати	150	200	800	3,2
Пшениця	300	200	500	2,6
Цукровий буряк	300	200	800	2,5
Соняшник	116	200	800	1,7
Гвоздика	450	200	800	2,2
Цукровий очерет	380	200	800	2,8

Процес фотосинтезу в листках підрозділяється на два етапи: дифузія молекул CO<sub>2</sub> з повітря до центрів карбоксилування у клітині та біохімічний цикл фотосинтезу в хлоропластах. Відповідно цьому існують два типи моделей фотосинтезу листка: дифузійні моделі фотосинтезу листка та моделі біохімічного циклу газообміну CO<sub>2</sub> всередині листка.

До першого типу моделей відноситься модель Гаастра [4] для опису дифузії молекул CO<sub>2</sub> у листок, яка записується у вигляді

$$\Phi_L = \frac{C_0 - C_{Cl}}{r_a + r_s + r_m}, \quad (1)$$

де  $C_0$  і  $C_{Cl}$  – концентрація CO<sub>2</sub> (м CO<sub>2</sub>/см<sup>3</sup>) відповідно у зовнішньому повітрі й поблизу хлоропластів;

$r_a$ ,  $r_s$ ,  $r_m$  – дифузійні опори для молекул CO<sub>2</sub> відповідно в примежовому шарі листка, устячках і клітинах мезофілу.

Біохімічний цикл газообміну CO<sub>2</sub> всередині листка описує модель Монсі та Саєкі [7]

$$\Phi_L(Q_\Phi) = \frac{\Phi_{\max} Q_\Phi}{\Phi_{\max} / a_\Phi + Q_\Phi}, \quad (2)$$

де  $a_\Phi$  – нахил світлової кривої фотосинтезу при малій інтенсивності ФАР, тобто  $a_\Phi = \Phi_L/Q_\Phi$  при  $Q_\Phi \rightarrow 0$ ;  $\Phi_{\max}$  – насичена інтенсивність фотосинтезу;  $Q_\Phi$  – інтенсивність ФАР.

Робота В.О. Горбачова [2] містить огляд різних спрощених моделей біохімічного циклу фотосинтезу, які можна звести до узагальненої формули типу

$$\Phi_L = \frac{1}{\frac{r_c}{C_C} + \frac{1}{a_\Phi I_{\Phi AP}} + \sum \frac{1}{A_0 k_i x_i}}, \quad (3)$$

де  $A_0$  – резерв акцептора CO<sub>2</sub>;  $x_i$  – кількість  $i$ -го ферменту, який бере участь у реакції карбоксилування зі швидкістю  $k_i$ .

Слід зазначити, що більший інтерес для вирішення задачі оцінки ефекту збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері складають моделі фотосинтезу листка, в яких

враховуються як процеси дифузії  $\text{CO}_2$  в листок, так і біохімічний цикл фотосинтезу в припущенні, що устячковий опір є постійною величиною. До таких моделей відноситься модель, яка запропонована у роботі З.Н. Біхеле, Х.А. Молдау, Ю.К. Росса [1]. В цій моделі на першому етапі – дифузія молекул  $\text{CO}_2$  з повітря до центрів карбоксилювання в клітині описується законами біофізики, а на другому етапі – біохімічний цикл фотосинтезу в хлоропластах описується законами фотобіології та біохімії

$$\Phi_L = \frac{1}{\frac{1}{\Phi_m} + \frac{1}{\chi_{\Phi} a_{\Phi} I_{\Phi}} + \frac{r_{ac} + r_{sc} + r_m}{c_A}}, \quad (4)$$

де  $\Phi_m$  – потенційний фотосинтез,

тобто  $\lim_{\substack{I_{\Phi} \rightarrow \infty \\ C_A \rightarrow \infty}} \Phi_L = \Phi_m$ , що залежить від температури та віку листка, а  $r_m = r_{md} + r_{mx}$ ;

$a_{\Phi}$  – нахил світлової кривої фотосинтезу;  $I_{\Phi}$  – інтенсивність ФАР;  $\chi_{\Phi}$  – коефіцієнт поглинання листком ФАР;  $r_{mx}$  – ефективний опір карбоксилювання.

Таким чином формула (3) поєднує залежність фотосинтезу зеленого листка від радіації, концентрації  $\text{CO}_2$  і від дифузійних опорів, що дозволяє в чисельних експериментах дослідити питання про ефективність утилізації сонячної енергії в залежності від різних коливань концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері, щільності потоку ФАР та турбулентного режиму.

Нами при дослідженні розглядалися умови, які характеризуються оптимальною температурою повітря (25 °С) та оптимальним вологозабезпеченням (запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0–100 см становлять 0,75 найменшої вологоємності в цьому шарі).

При невисоких швидкостях вітру спостерігається найбільший опір примежового шару зеленого листка дифузії  $\text{CO}_2$  (рис. 1). Найбільш значний він при швидкостях вітру до 0,5 м/с. При подальшому збільшенні швидкості вітру опір примежового шару листка суттєво зменшується. При швидкості вітру 2 – 2,5 м/с він в п'ять разів менший, ніж при швидкості 0,2 м/с. Збільшення швидкості вітру більше 3 – 4 м/с незначною мірою зменшує опір примежового шару листка.

Результати розрахунків показують (рис. 2), що найменш сприятливими умовами для газообміну листка є поєднання малих швидкостей вітру з низькими концентраціями  $\text{CO}_2$  в повітрі. Збільшення швидкості вітру при малій концентрації  $\text{CO}_2$  дає позитивний ефект, а одночасне зростання швидкості вітру та концентрації  $\text{CO}_2$  в повітрі призводить до значного підвищення рівня інтенсивності фотосинтезу листка. Так, при швидкості вітру 5 м/с та зростанні концентрації  $\text{CO}_2$  в повітрі з 200 ppm до 800 ppm інтенсивність фотосинтезу листка зростає в 1,47 разу. Отримана нами величина зміни інтенсивності фотосинтезу задовільно співпадає з наведеними в табл. 1 даними, які характеризують зміну рівня фотосинтезу в залежності від зростання концентрації  $\text{CO}_2$  у повітрі. Деякі розходження пояснюються різними умовами проведення досліджень та розрахунків, частково рівнем температури повітря, умовами зволоження та турбулентного режиму.

За всіх умов збільшення концентрації  $\text{CO}_2$  в повітрі викликає підвищення інтенсивності газообміну (рис. 3). Розрахунки виконані при умовах: оптимальна температура повітря, оптимальні умови вологозабезпечення, щільність потоку ФАР 400 Вт/м<sup>2</sup>, швидкість вітру 0,5 м/с. Вуглекислотна крива фотосинтезу надає уяву про залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка від концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Параметри цієї кривої характеризуються нахилом вуглекислотної кривої фотосинтезу при малій концентрації  $\text{CO}_2$  в повітрі, тобто  $a_C = \Phi_L/C_A$  при  $C_A \rightarrow 0$ , та величиною насиченої інтенсивності фотосинтезу  $\Phi_{\max}$  при  $C_A \rightarrow \infty$ .

Особливо стрімке зростання інтенсивності фотосинтезу листка спостерігається при збільшенні концентрації  $CO_2$  від 100–200 до 400 ppm.

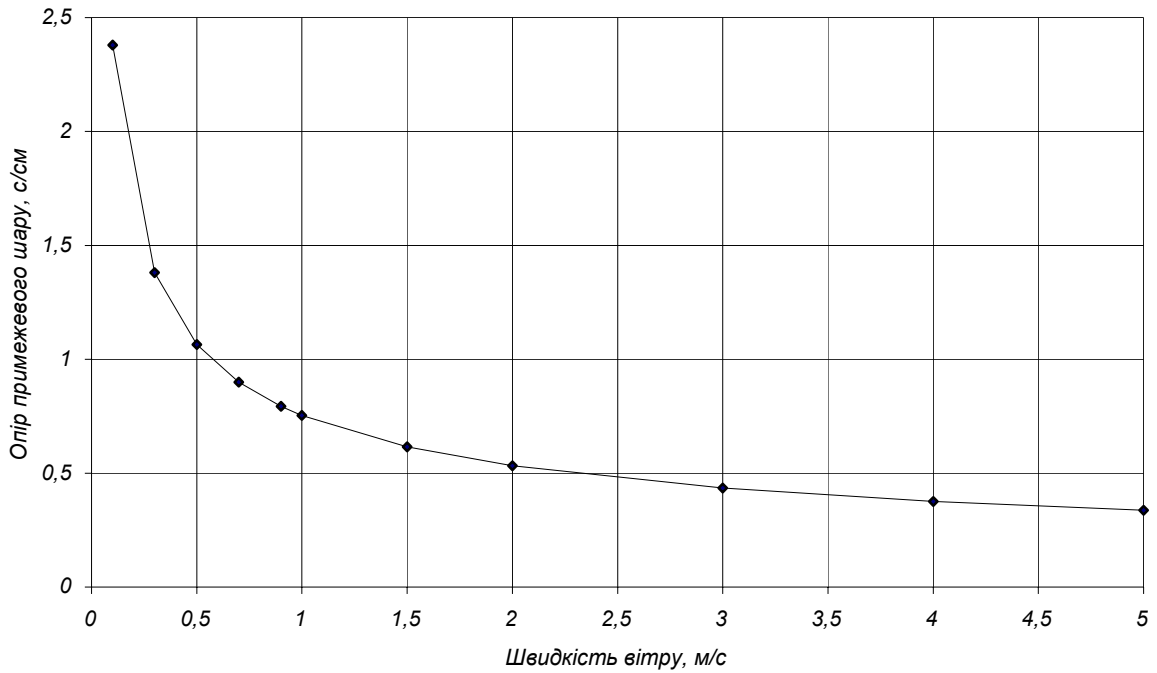


Рис. 1 – Залежність опору примежевого шару зеленого листка дифузії  $CO_2$  від швидкості вітру.

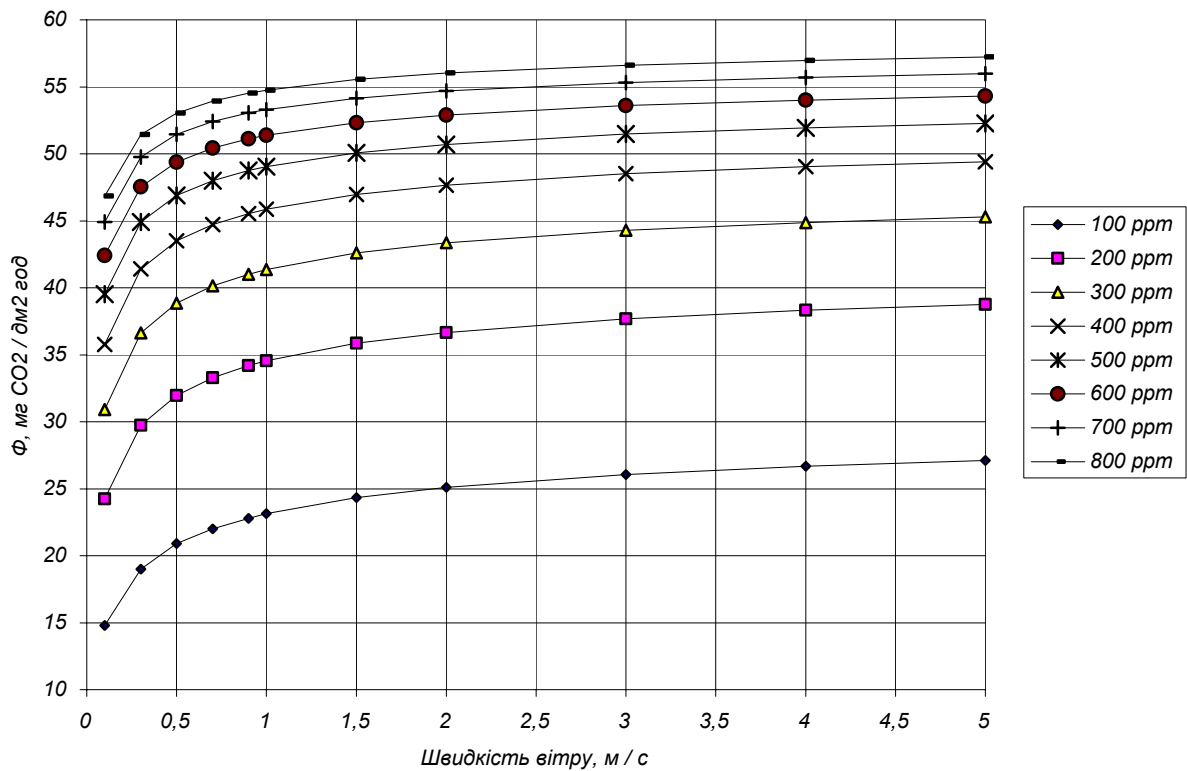


Рис.2 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка ( $\Phi$ ) від швидкості вітру при різній концентрації  $CO_2$  в атмосфері.

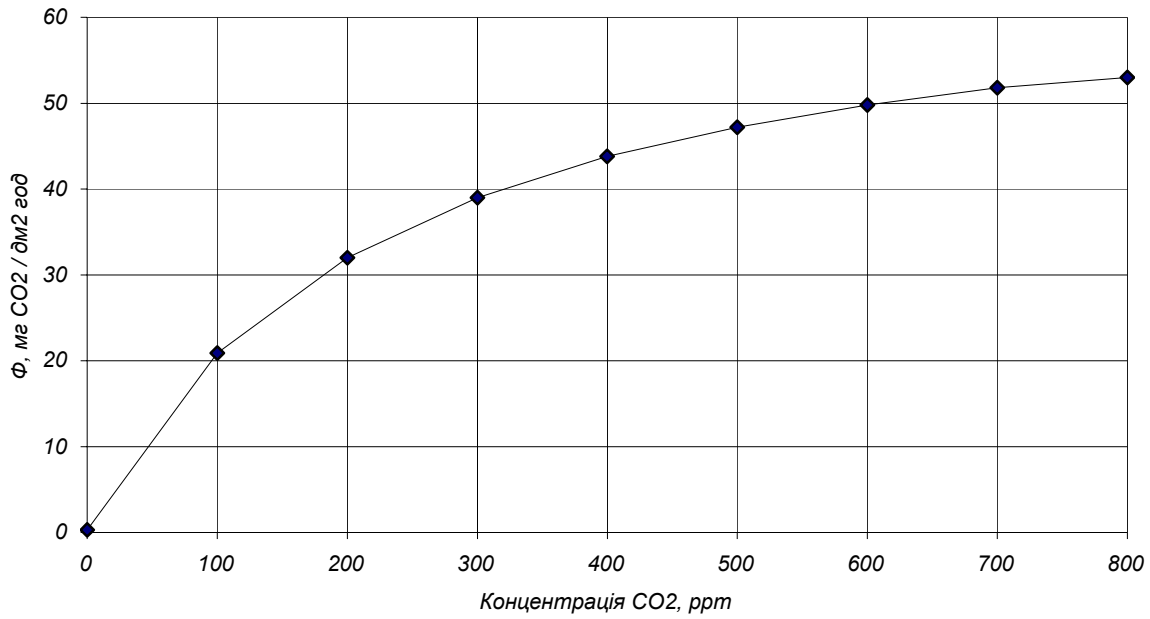


Рис.3 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка (Φ) від концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері при щільності потоку ФАР 400 Вт/м<sup>2</sup>.

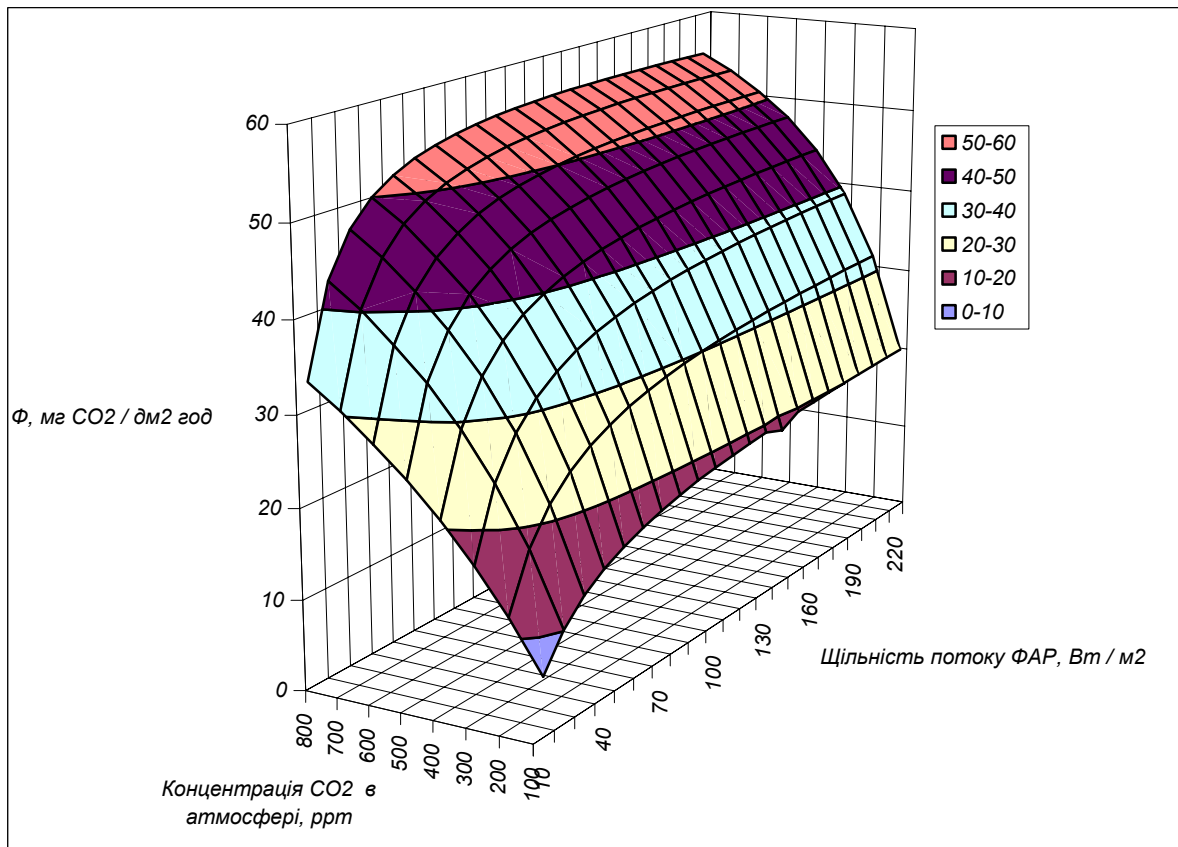


Рис.4 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка (Φ) від щільності потоку ФАР при різній концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері .

Чисельні експерименти дозволили дослідити зміну світлової кривої фотосинтезу листка в залежності від концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. Як видно з даних на рис. 4, характер світлової кривої суттєво змінюється в залежності від концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. Ці зміни стосуються

нахилу світлової кривої фотосинтезу при малій інтенсивності ФАР, тобто  $a_{\phi} = \Phi_L/Q_{\phi}$  при  $Q_{\phi} \rightarrow 0$ . Параметр  $a_{\phi}$  світлової кривої стрімко зростає з підвищенням концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері. Такі значні зміни характерні і для величини насиченої інтенсивності фотосинтезу  $\Phi_{\max}$  при  $Q_{\phi} \rightarrow \infty$ . Так, якщо при концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері 100 ppm величина насиченої інтенсивності фотосинтезу досягає 20,8 мг CO<sub>2</sub>/дм<sup>2</sup> год, то при концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері 800 ppm вона буде дорівнювати 53,5 мг CO<sub>2</sub>/дм<sup>2</sup> год.

**Висновки.** Чисельні експерименти демонструють високу чутливість опору прилежового шару зеленого листка до режиму турбулентності. Отримана кількісна оцінка впливу швидкості вітру на інтенсивність фотосинтезу при різній концентрації CO<sub>2</sub>. Встановлено, що найменш сприятливими умовами для газообміну листка є поєднання малих швидкостей вітру з низькими концентраціями CO<sub>2</sub> у повітрі. Отримана вуглекислотна крива фотосинтезу листка. Встановлена залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка від концентрації CO<sub>2</sub> у повітрі при різних рівнях щільності потоку ФАР.

### Список літератури

1. Бихеле З.Н., Молдау Х.А., Росс Ю.К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 223 с.
2. Горбачев В.А. Математическое моделирование углекислотного режима сельскохозяйственных посевов //Обзорная информация ВНИИГМИ–МЦД, серия "Метеорология", 1983. – Вып. 10. – 44 с.
3. Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений /Гуляев Б.И., Рожко И.И., Рогаченко А.Д и др. – Киев: Наукова Думка, 1989. – 152 с.
4. Gaastra P. Photosynthesis of crop plants as influenced by light, carbon dioxide, temperature and stomatal diffusion resistance //Mededel. Landbouwhogeschool, Wageningen, 1959. – Vol. 59. – P. 1 – 68.
5. Imai K., Murata Y. Effect of carbon dioxide concentration on growth and dry matter production of crop plants. 1. Effect on leaf area, dry matter tailoring, dry matter distribution ratio and transpiration //Proc. Crop Sci. Soc. Jap. – 1976. – 45. – N 4. – P. 598–606.
6. Kimball B.A. Carbon dioxide and agricultural yield: in assemblage and analysis of 430 prior observations //Agron. J. – 1981.–75, – N 6. –P. 779–787.
7. Monsi M., Saeki T. Uber den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung fur die Stoffproduktion. //Jap. J. Bot. – 1953. – N 14. – P. 22–52.
8. Morison J.I.L., Gifford R.M. Plant growth and water use with limited water supply in high CO<sub>2</sub> concentrations //Austral. J. Plant Physiol. – 1984. – 11.– N 5. – P. 361–384.
9. Neales T.F., Nicholls. Growth responses of young wheat plants to a range of ambient CO<sub>2</sub> levels //Awst. J. Plant Physiol. – 1978. – № 5. – P. 45 – 49.
10. Rogers H.H., Thomas J.F., Bingham G.E. Response of agronomic and forest species to elevated atmospheric carbon dioxide //Science. – 1983. – 220. – P. 45–95.
11. Sionit N., Strain B.R., Hellmers H. Interaction of atmospheric CO<sub>2</sub> enrichment and irradiance on plant growth //Agron. J. – 1982. – 74, – N 6. – P. 721–725.
12. Wittwer S.H. Future technological advances in agriculture and their impact on the regulatory environment //BioScience. – 1979. – 26, – N 6.– P. 603–610.
13. Wulf R.D., Strain B.R. Effects of CO<sub>2</sub> enrichment on growth and photosynthesis in *Desmodium paniculatum* //Can. J. Bot. – 1982. – 60. – N 7. – P. 1084–1091.

### Моделювання впливу підвищення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері на фотосинтез зеленого листка. Полевой А.Н.

Рассматривается влияние изменения содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере на интенсивность фотосинтеза зеленого листа в условиях различной плотности потока фотосинтетически активной радиации (ФАР).

**Ключевые слова:** листок, концентрация CO<sub>2</sub> пограничный слой, скорость ветра, солнечная радиация, температура воздуха, световая кривая фотосинтеза, углекислотная кривая фотосинтеза, продукционный процесс.

### Simulation of influence of CO<sub>2</sub> concentration increase in an atmosphere on green leaf photosynthesis. Polevoy A.

Influence of change of CO<sub>2</sub> contents in an atmosphere on intensity of green leaf photosynthesis in conditions of various flax density of a photosynthetic active radiation is considered.

**Key words:** the leaf, CO<sub>2</sub> concentration, boundary layer, wind velocity, solar radiation, temperature of air, a light curve of photosynthesis, production process.

## ОЦІНКА АГРОКЛІМАТИЧНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ СТОСОВНО ВИРОЩУВАННЯ КАПУСТИ БІЛОГОЛОВОЇ

*За допомогою математичної моделі виконана оцінка агрокліматичних ресурсів продуктивності території України стосовно вирощування капусти білоголової. Наводиться аналіз водно-теплового режиму посівів капусти та приросту метеорологічно можливої врожайності її. Також розрахована кількісна оцінка мінливості ММВ капусти в різних агрокліматичних зонах України.*

**Ключові слова:** математична модель, агрокліматичні ресурси, капуста, категорії врожайності, оцінка.

Капуста – найбільш поширена культура серед овочів. Її посівні площі займають 30 % посівних площ всіх овочевих культур. Широкому розповсюдженню капусти сприяють дуже цінні господарські якості: висока врожайність, різноманітність сортів за скоростиглістю, можливість тривалого зберігання врожаю, стійкість до низьких температур та умов транспортування. Капостою населення забезпечене майже весь рік.

За вмістом поживних речовин капуста поступається солодкому перцю та баклажанам, але значно перевищує огірки і деякі інші овочі. Капуста вміщує від 7 до 11 % сухих речовин, до складу яких входять цукор, азотисті сполуки, мінеральні солі, вітаміни С, В1, В2 та каротин (провітамін А).

Капуста – холодостійка культура. Найкраще вона росте при температурі 18 – 20°C, для качанів капусти шкідливе повторне промерзання та відтанення. Підвищення температури до 27 - 30°C уповільнює ріст та розвиток капусти, особливо це стосується пізньостиглих сортів .

Капуста білоголова добре росте на родючих суглинкових ґрунтах і добре реагує на внесення органічних та мінеральних добрив. При недостатній вологості ґрунту капуста утворює дрібні, низької якості качани. Тому в посушливих районах капуста вирощується на зрошуваних полях. Найбільш поширені сорти капусти: Димерська 7 - ранньостигла, Слава 1305 - середньостигла, Завадівська – дуже пізньостигла [1, 2].

Перед працівниками сільського господарства постає головна задача - одержання високих та сталих врожаїв цієї досить цінної культури. Вирішення цієї задачі можливе при найбільш повному використанні кліматичних ресурсів території, визначенні відповідності їх вимогам культури і має важливе наукове та практичне значення.

**Об'єкти та вихідні матеріали досліджень.** Метою наших досліджень було дати оцінку агрокліматичних умов вирощування капусти по території України з використанням обласних показників агрокліматичних ресурсів.

Дослідження виконувалися на матеріалах багаторічних спостережень мережі агрометеорологічних станцій за фенологією капусти і метеорологічними факторами за період з 1986 по 2004 рр. та на матеріалах Держкомстату України.

Формування врожаю всіх сільськогосподарських культур, в тому числі і капусти, є дуже складний нестаціонарний процес, проходження і результат якого визначається взаємодією рослин з умовами навколишнього середовища. Серед них провідне місце займає забезпеченість рослин променистою енергією, теплом, вологою, елементами живлення.

Для виконання оцінки агрометеорологічних умов вирощування капусти була також використана карта агрокліматичного районування території України .

За умовами тепло- і вологозабезпеченості вегетаційного періоду, фізико-географічних умов (рельєф місцевості і тип ґрунтів) територія України була розділена на чотири агрокліматичних зони ( табл. 1).



Таблиця 1 – Агрокліматичні зони України

№ п/п	Агрокліматична зона	Характеристика зони	ГТК	Суми температур, °С
1	Лісова зона ( 3 підзони) 1 підзона (1*) 2 підзона ( 1^ ) - Закарпатський район 3 підзона (1**) Перед-карпатський район	зволожена, помірно тепла	2,0 – 1,3	2400 – 3100
		достатньо волога	2,0 – 1,3	2400 – 2600
		вологий, теплий, з м'якою зимою	1,8 – 1,3	2600 – 3100
		вологий	1,6 – 1,3	2600 - 2900
2	Лісостепова зона	волога, тепла	1,3 – 1,0	2500 - 2900
3	Зона Північного Степу (один підрайон, Ш*) Ш* - підрайон Донецький	посушлива, дуже тепла	1,0 – 0,7	2900 – 3300
		недостатньо вологий, дуже теплий	1,1	3000
4	Зона Південного Степу ( один підрайон 1У*) 1У* підрайон передгірний Кримський	дуже посушлива, помірно жарка з м'якою зимою.	0,7 – 0,5	3300 – 3400
		посушливий, дуже теплий з м'якою зимою	0,7 – 0,8	2800 – 3300
5	А-Карпатський, Б – Кримський райони вертикальної кліматичної зональності			

**Методи дослідження.** Розрахунки виконувалися за розробленою А.М. Польовим моделлю, теоретичну основу якої складає концепція Х.Х. Тоомінга про максимальну продуктивність посівів [3-6]. Для оцінки агрокліматичних ресурсів за часовий крок було прийнято декадний варіант моделі. Зміна величини потенційного врожаю капусти за декаду в залежності від інтенсивності фотосинтетично активної радіації ( $\Phi AP$ ) та біологічних особливостей культури з врахуванням зміни здатності рослин до фотосинтезу впродовж вегетації визначається з формули

$$\frac{\Delta ПВ^j}{\Delta t} = \alpha_\phi^j \frac{\eta \cdot Q_{\Phi AP}^j \cdot d\nu^j}{q}, \quad (1)$$

де  $\frac{\Delta ПВ^j}{\Delta t}$  – приріст потенційної врожайності за декаду;  $\alpha_\phi$  – онтогенетична крива фотосинтезу;  $\eta$  – ККД посівів;  $Q_{\Phi AP}$  – інтенсивність ФАР;

$d\nu$  – кількість днів у розрахунковій декаді;  $q$  – калорійність;

$j$  – номер розрахункової декади.

Приріст метеорологічно можливої врожайності є приростом потенційної врожайності, який обмежується впливом режимів зволоження та температури:

$$\frac{\Delta ММВ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta РУ^j}{\Delta t} \cdot FTW 2, \quad (2)$$

де  $\frac{\Delta ММВ^j}{\Delta t}$  – приріст метеорологічно можливої врожайності;

$FTW 2$  – узагальнена функція впливу температурного режиму та режиму зволоження з корекцією на поєднання різних екстремальних умов.

Ця функція визначається за принципом Лібіха Д. [7] з урахуванням впливу температури повітря і умов зволоження на продуктивний процес.

Функція впливу температури повітря на інтенсивність фотосинтезу визначається з формули

$$\Psi_{\phi} = \begin{cases} 1,37 \cdot \sin(0,077 \cdot x_1^j), & \text{при } (t^j - t_0) < t_{opt1}^j \\ 1, & \text{при } t_{opt1}^j \leq (t^j - t_0) \leq t_{opt2}^j \\ 1,13 \cdot \cos(1,570 \cdot x_2^j), & \text{при } (t^j - t_0) > t_{opt2}^j \end{cases}, \quad (3)$$

де  $\Psi_{\phi}$  – температурна крива фотосинтезу, безрозмірна;  $t$  – середня за декаду температура повітря, °С;  $t_0$  – середня за декаду температура повітря, при якій починається фотосинтез, °С;  $t_{opt1}$  – нижня межа температурного оптимуму для фотосинтезу, °С;  $t_{opt2}$  – верхня межа температурного оптимуму для фотосинтезу, °С.

$$x_1^j = (t_x^j - t_0) / (t_{opt1}^j - t_0), \quad (4)$$

$$x_2^j = (t_x^j - t_{opt2}^j) / (t_{max} - t_{opt2}^j), \quad (5)$$

де  $t_{max}$  – середня температура повітря, при якій припиняється  $\Psi_{\phi}$  фотосинтез, °С;

$t_x$  – температура повітря, °С.

Функція впливу температури повітря на фотосинтез змінюється від 0 до 1.

Функція впливу вологості ґрунту на фотосинтез ( $\gamma_{\phi}$ ) визначається за формулою

$$\gamma_{\phi} = \begin{cases} -1,163(x_3^j)^2 + 2,187x_3^j, & \text{при } W^j k_{екс}^W < W_{opt1}^j; \\ 1, & \text{при } W_{opt1}^j \leq W^j k_{екс}^W \leq W_{opt2}^j; \\ -0,654 + 3,824x_4^j - 2,633(x_4^j)^2 + 0,467(x_4^j)^3, & \text{при } W^j k_{екс}^W > W_{opt2}^j. \end{cases} \quad (6)$$

де  $W^j$  – запаси продуктивної води в метровому шарі ґрунту, мм;

$W_{opt1}$  – нижня межа оптимальних запасів води, мм;

$W_{opt2}$  – верхня межа оптимальних запасів води, мм

$$x_3^j = W^j / W_{opt1}^j \quad (7)$$

$$x_4^j = W^j / W_{opt2}^j. \quad (8)$$

Формування дійсно можливої врожайності обмежується рівнем природної родючості ґрунту

$$\frac{\Delta ДМВ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ММВ^j}{\Delta t} \cdot B_{ПЛ} \cdot F_{Гум_{um}}, \quad (9)$$

де  $\frac{\Delta ДМВ^j}{\Delta t}$  – приріст дійсно можливої врожайності;  $B_{ПЛ}$  – бал ґрунтового

бонітету;  $F_{Гум_{um}}$  – функція впливу вмісту гумусу в ґрунті.

Рівень господарської врожайності обмежується реальним рівнем культури землеробства і ефективністю внесених мінеральних і органічних добрив

$$\frac{\Delta UB^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ДМВ^j}{\Delta t} \cdot k_{земл} \cdot FW_{ef}^j, \quad (10)$$

де  $\frac{\Delta UB^j}{\Delta t}$  – приріст врожайності у виробництві;  $k_{земл}$  – коефіцієнт, який характеризує рівень культури землеробства і господарської діяльності;  $FW_{ef}$  – функція ефективності внесення органічних і мінеральних добрив залежно від умов забезпечення вологою декад вегетації.

Характеристика рівня культури землеробства та господарської діяльності людини  $k_{земл}$  визначалась шляхом порівнювання господарських урожаїв капусти, одержаних у виробничих умовах, та врожаїв капусти, які вирощувались на полях дослідних ділянок та ділянок випробування сортів. Функція  $FW_{ef}$  оцінювалась через забезпеченість рослин мінеральним живленням та оцінки ефективності цього живлення в залежності від вологозабезпеченості посівів. Функція  $FW_{ef}$  знаходиться шляхом перемноження функції впливу вологості ґрунту на ефективність внесення добрив та функції забезпеченості посівів органічними та мінеральними добривами.

Співвідношення агроекологічних категорій врожайності (потенційного врожаю - *ПВ*, метеорологічно можливого врожаю - *ММВ*, дійсно можливого врожаю - *ДМВ* та урожаю у виробництві - *УВ*) дозволяє визначити комплексні оцінки агрокліматичних ресурсів. Для цього існують п'ять узагальнених характеристик:

1. Ступінь сприятливості кліматичних умов ( $K_m$ ) характеризує співвідношення *ПВ* до *ММВ*, відн.од.

$$K_m = ПВ/ММВ. \quad (11)$$

2. Коефіцієнт ефективності використання кліматичних ресурсів ( $K_e$ ) характеризує співвідношення *УВ* і *ММВ*, відн. од.

$$K_e = УВ/ММВ. \quad (12)$$

3. Коефіцієнт агроекологічного потенціалу ( $K_a$ ) характеризує співвідношення *УВ* і *ДМВ*, відн. од.

$$K_a = УВ/ДМВ. \quad (13)$$

4. Коефіцієнт ефективності використання фактичних агрометеорологічних і ґрунтових умов ( $K_{земл}$ ), характеризує рівень культури землеробства, відн. од. (*УВ*- врожай капусти в господарствах, одержаний у виробничих умовах)

$$K_{земл} = УВ/ДМВ. \quad (14)$$

Врожай капусти у господарствах, отриманий у виробничих умовах, надає уяву про досягнення рівня агроекологічного потенціалу природно-територіального комплексу за існуючої культури землеробства.

**Результати досліджень та їх аналіз.** Продуктивність капусти визначається ступенем відповідності кліматичних умов біологічним особливостям її та агротехніці вирощування. Дається аналіз декадного ходу характеристик волого-температурного режиму посівів капусти (порівнюється середня за декаду температура повітря з оптимальними для фотосинтезу рослин температурами, хід сумарного випаровування та випаровуваності посівів капусти) та приростів всіх категорій врожайності в різних агрокліматичних зонах України. Для прикладу наводяться дані для ранньостиглих сортів капусти в Лісовій зоні (на прикладі Київської області) (табл.2) та

середньостиглих сортів капусти (рис.1,2) в областях Північного Степу (третя агрокліматична зона, Дніпропетровська область).

Таблиця 2 – Показники волого-температурного режиму формування приростів сухої маси капусти( $\text{г}/\text{м}^2$ ) різних категорій врожаїв в першій агрокліматичній зоні (на прикладі Київської області)

Декади вегетації	Температура повітря, ° С			$E_f$	$E_o$	$E_f/E_o$	Урожайність, $\text{г}/\text{м}^2$		
	середня	$TOP1$	$TOP2$				$ММВ$	$ДМВ$	$УВ$
1	15,8	12,8	15,5	22,6	26,7	0,83	202,4	115,4	748
2	16,5	14,5	16,7	33,1	35,3	0,95	300,5	172,6	110
3	17,2	15,6	17,7	38,6	37,3	1,04	334	196,4	122
4	17,9	16,1	18,4	39,5	37,3	1,06	354,7	202,6	129
5	18,6	16,8	19	39,3	37,3	1,06	368,3	210	135,2
6	19,4	17,1	19,3	38,1	36,8	1,06	376,5	213	137
7	20,8	17,2	19,3	41,4	39,6	1,05	409,2	233	150
8	19,9	16,7	19,1	37,2	35,8	1,06	342,2	195	125,6
9	19,6	16	18,4	36,8	34,3	1,07	303,6	172	111,3
10	18	14,2	17,6	35,5	36,8	0,98	291,8	165	106,7
11	16,6	13,8	16,5	26,7	28,5	0,93	189,6	108	69,2
12	15,4	12,5	15,5	21,5	22,1	0,92	149,3	85	54,7

Оптимальна температура для фотосинтезу змінюється впродовж вегетаційного періоду капусти. Верхня межа її ( $TOP1$ ) на початку вегетації становить  $15,5^\circ\text{C}$  як в Лісовій зоні, так і в зоні Північного Степу, потім вона плавно зростає і досягає максимального значення  $19,8^\circ\text{C}$  в зоні Північного Степу та  $19,3^\circ\text{C}$  в Лісовій зоні з 6 по 8 декади вегетації (після настання фази завивання качана). Після цього вона поступово знижується і на дату технічної стиглості становить  $15,8^\circ\text{C}$  в зоні Північного Степу (рис.1) та  $15,5^\circ\text{C}$  в Лісовій зоні. Нижня межа ( $TOP1$ ) температурного оптимуму починається з  $12,4^\circ\text{C}$ , також досягає максимальних значень  $16,4^\circ\text{C}$  з 6 по 8 декади. Далі відбувається зниження  $TOP1$  і наприкінці вегетації вона становить  $12,1^\circ\text{C}$ . В Лісовій зоні значення  $TOP2$  на  $0,5^\circ\text{C}$  вищі (рис.1).

Співставлення оптимальних температур з середньою температурою повітря за декаду показало, що значення її в перші 3 декади вегетації наближаються до значень  $TOP2$ . Починаючи з третьої декади вегетації крива середньої за декаду температури повітря виходить за межі температурного оптимуму до десятої декади вегетації і тільки в останні 3 декади крива середньої температури знову входить в межі температурного оптимуму.

Капуста відзначається підвищеними вимогами до зволоження ґрунтів, на яких вона вирощується. Потреба капусти у волозі змінюється в онтогенезі. Від висаджування розсади капусти в ґрунт і майже до настання дати технічної стиглості потреба капусти у воді щодавно становила 40 – 55 мм. Наприкінці вегетаційного періоду (з 11 до 13 декади) потреба у воді зменшилась до 29 – 30 мм (рис. 2).

Крива відношення сумарного випаровування до випаровуваності на початку та наприкінці вегетації становила 0,8 відн. од. Впродовж вегетації це відношення було 0,9-0,98 відн. од. Слід зазначити, що капуста на переважній більшості території України (за винятком Лісової зони та західних областей Лісостепової зони) вирощується на зрошуваних землях, тому нестачу води вона відчуває лише в жарку погоду та при несвоєчасних поливах.

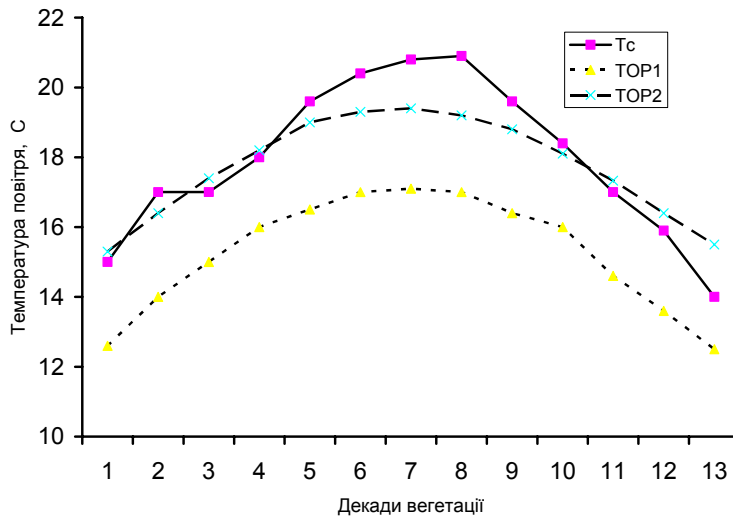


Рис.1 – Температурний режим впродовж вегетації капусти в Північному Степу України ( на прикладі Дніпропетровської області).  $T_c$  - середня температура за декаду;  $TOP1$  та  $TOP2$  відповідно нижня і верхня межа температурного оптимуму.

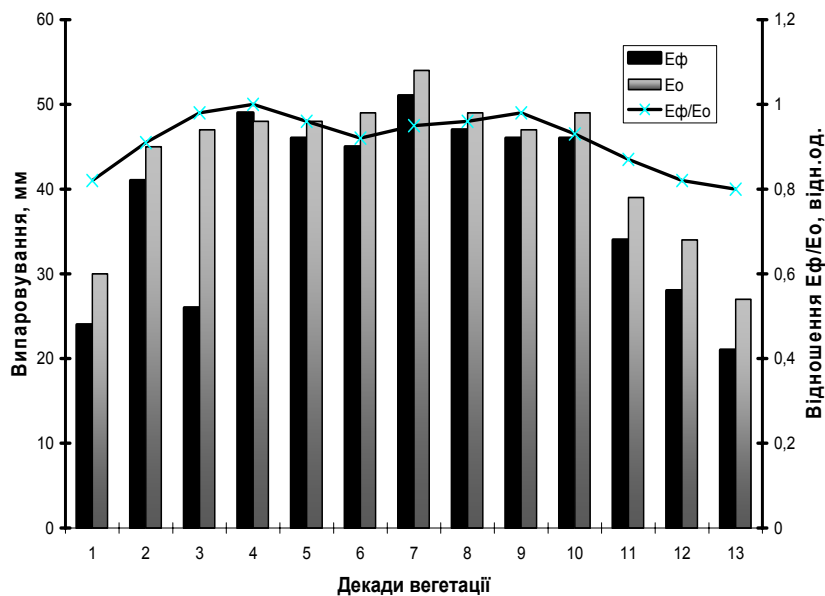


Рис.2 –Декадний хід характеристик водного режиму поля капусти впродовж вегетаційного періоду в Північному Степу ( на прикладі Дніпропетровської області) .  $E_o$  – випаровуваність, мм;  $E_\phi$  – випаровування, мм;  $E_\phi/E_o$  – відношення сумарного випаровування до випаровуваності.

Метеорологічно можлива врожайність ( $ММВ$ ) відображає комплексний вплив основних метеорологічних факторів на формування продуктивності капусти і тому є інтегральною характеристикою агрокліматичних ресурсів. Як видно із табл.2 приріст сухої маси капусти поступово збільшується після висаджування розсади капусти в ґрунт, досягає максимальних значень з п'ятої по сьому декаду (в період настання фази завивання качана) і в подальшому поступово зменшується в дев'ятій декаді до  $240 \text{ г/м}^2$ ,

наприкінці вегетації до 130 г/м<sup>2</sup>. Така характеристика приросту відзначається у всіх агрокліматичних зонах, але маси приросту різні.

В табл. 3 наводяться узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування капусти середньостиглих сортів в різних агрокліматичних зонах України. Узагальнені характеристики розраховані для кожної із областей зони. В табл. 2 наводяться характеристики по одній із областей кожної зони, природно-кліматичні умови якої найбільш характерні для вказаної зони.

В залежності від агрокліматичних зон сума температур змінюється від 1300° С в Лісовій зоні до 3000- 3500° С в Південному Степу. Сума  $\Phi AP$  за вегетаційний період змінюється від 990 МДж/м<sup>2</sup> в Лісовій зоні до 1750 МДж/м<sup>2</sup> в областях Південного Степу. Тривалість вегетаційного періоду коливається від 90 днів для ранньостиглих сортів до 130 – 150 днів для пізньостиглих. Потреба рослин у воді теж зростає з північного заходу на південний схід. В лісовій та лісостеповій зоні капуста забезпечена вологою за рахунок опадів, що випадають впродовж вегетаційного періоду, і тому зрошення в цих районах проводиться тільки під час висаджування розсади. В літні місяці (липень, серпень) в деякі роки відсутність опадів зменшує врожай капусти та погіршує якість качанів.

Таблиця 3 – Узагальнені характеристики агрокліматичних умов вирощування капусти по території України

Загальні показники за період розвитку	Агрокліматичні зони України			
	Лісова	Лісостепова	Північний Степ	Південний Степ
Суми активних температур вище 10°С	1250	1350	1600 -1900	1901-3200
Сума $\Phi AP$ , МДж/м <sup>2</sup>	990	1290	1590	1750
Тривалість вегетаційного періоду, дні	75	85	135	156
Сума опадів, мм	183	205	186	216
Потреба рослин у воді, мм	295	320	525	692
Сумарне випаровування, мм	290	310	478	632
ГТК, відн.од.	1,46	1,26	1,00	0,60
Оцінка ступеня сприятливості кліматичних ресурсів, $K_m$	0,952	0,892	0,892	0,952
Оцінка ефективності використання кліматичних ресурсів, $K_e$	0,617	0,450	0,450	0,450
<i>ПВ</i> качанів, ц/га	492	435	465	508
<i>ММВ</i> качанів, ц/га	487	427	384	484
<i>ДМВ</i> качанів, ц/га	277	342	343	385
<i>УВ</i> качанів, ц/га	178	220	179	132

Оцінки ступеня сприятливості кліматичних умов території України для вирощування капусти дуже неоднорідні. Так, ці оцінки найвищі у північних областях України і становлять 0,981 – 0,999 відн. од. Поступово оцінки знижуються і в областях Лісостепової зони вони коливаються в межах 0,961 – 0,980 відн. од. Найнижчі оцінки сприятливості кліматичних умов для вирощування капусти спостерігаються в областях Південного Степу і становлять від 0,940 до 0,960 відн. од.

Розподіл оцінок рівня використання агрокліматичних ресурсів  $K_e$  при вирощуванні капусти теж неоднорідний. Найвищі значення цих оцінок спостерігаються в Чернівецькій, Вінницькій та Черкаській областях і становлять 0,450 - 0,500 відн. од.

В більшості областей Північного та Південного Степу оцінки коливаються від 0,401 до 0,450 відн. од. Найнижчі оцінки рівня використання агрокліматичних умов при вирощуванні капусти спостерігаються у північно-західних областях Лісової зони – 0,301 – 0,350 відн. од.

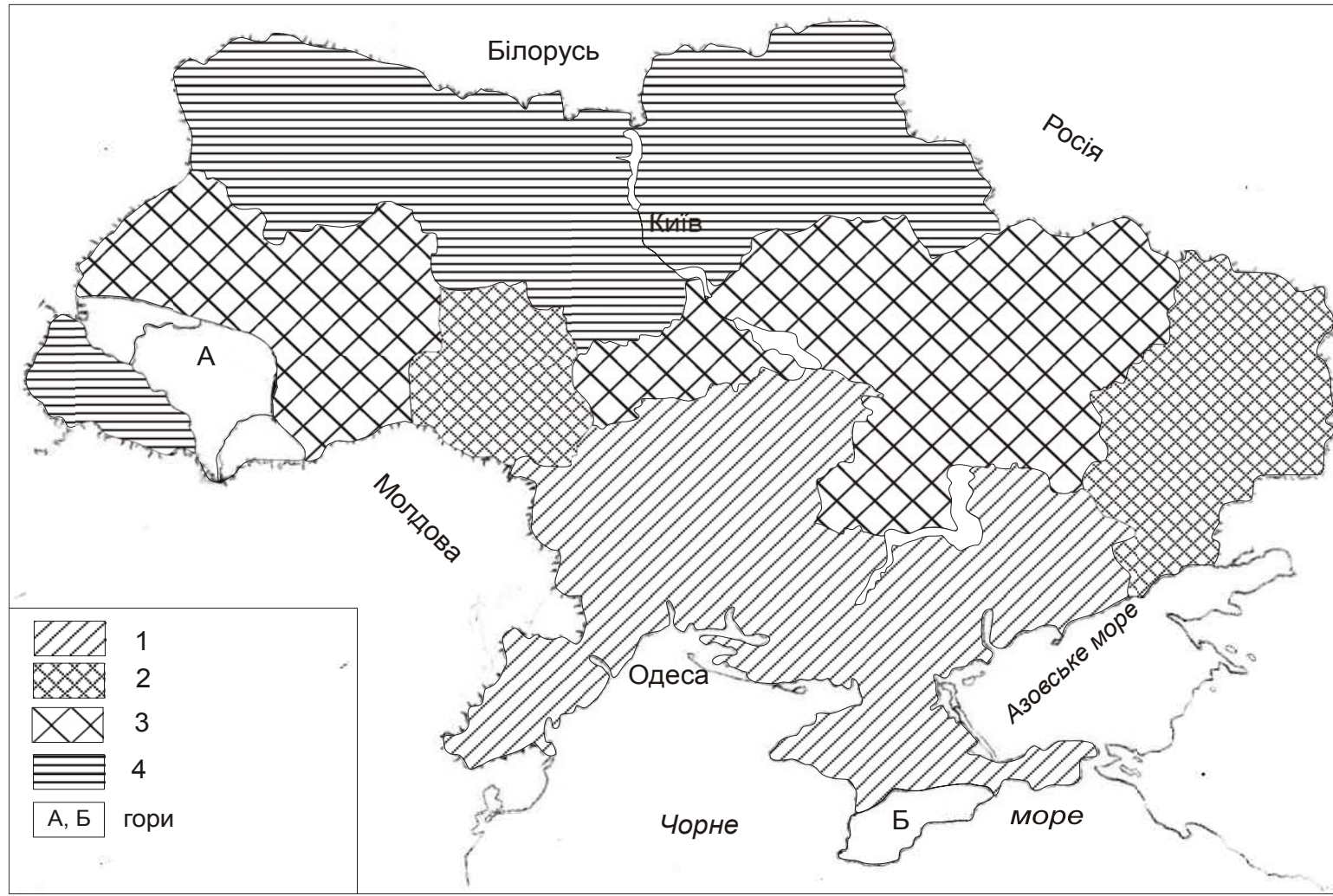


Рис.3 - Карта-схема розподілу *ММВ* капусти (ц/га) по території України : 1) 300-350; 2) 351 – 400; 3) 401-450; 4) > 450; А,Б - гори.

За значеннями *ПВ*, *ММВ*, *ДМВ*, *УВ* качанів капусти по території України виділено чотири зони. Найвищі врожаї качанів капусти всіх категорій спостерігаються у Лісовій зоні, у Волинській та Рівненській областях і становлять 600 – 650 ц/га. Вони дещо знижуються в Київській та Чернігівській областях і становлять до 500 ц/га. Такий же *ПВ* капусти і в Сумській області. В західних областях Лісової зони - Львівській, Івано-Франківській та Тернопільській *ПВ* качанів капусти становлять 400 – 450 ц/га. Такі ж *ПВ* і в центральних областях України, тобто в Лісостеповій зоні. Найнижчі значення *ПВ* капусти відзначаються в областях Південного Степу (Одеська, Миколаївська та Херсонська області), де *ПВ* капусти відзначаються на рівні 300 – 350 ц/га. Дещо вищі вони в Запорізькій, Донецькій та Луганській областях і становлять від 350 до 400 ц/га.

Розподіл *ММВ* качанів капусти по території України подібний до розподілу *ПВ*, але рівні його дещо нижчі і становлять від 450 ц/га в Лісовій зоні до 300 ц/га в областях Південного Степу. Карта розподілу *ММВ* качанів капусти наводиться на рис.3. Як видно з рис.3 *ММВ* качанів капусти зменшуються при просуванні на південь.

На більшій частині Лісостепової зони вони (Вінницька, Луганська та Донецька області) коливаються в межах 351 – 400 ц/га. В центральній частині Лісостепової зони вони вищі і становлять 401 – 450 ц/га. В зоні Північного та Південного Степу *ММВ* качанів капусти становить 00 – 350 ц/га.

За розподілом *УВ* качанів капусти територія України теж поділена на чотири основних зони. Як і інші категорії врожаїв, *УВ* качанів найвищі в областях Лісової зони і відзначаються на рівні 190 – 200 ц/га. В областях Лісостепової зони урожаї капусти в господарствах коливаються від 170 до 185 ц/га, при цьому вони збільшуються при пересуванні із західних областей в східні. Значно нижчі *УВ* в областях Південного Степу і становлять до 140 ц/га.

**Висновки.** Таким чином, розрахунки виконані на основі багаторічних спостережень за умовами розвитку та формування врожаїв капусти, дозволили дати оцінку природно-кліматичних ресурсів України стосовно вирощування капусти різних сортів скоростиглості. Визначені рівні агроекологічних категорій врожайності, які характеризують ці ресурси. Одержані комплексні показники оцінки ступеню сприятливості агрокліматичних ресурсів та ступеня ефективності їх використання при вирощуванні капусти.

#### Список літератури

1. Лизгунова Т.В. Капуста. - М.: «Колос», 1965.-135 с.
2. Божко Л.Е. Агротематологические условия и продуктивность овощных культур в Украине // Украинский гидрометеорологический журнал, 2006.- № 1, - с.119 – 127.
3. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 320 с.
4. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 175 с.
5. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. -200 с.
6. Тооминг Х.Х. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.
7. Liebig J. Chemistry in its Application to Agriculture and Physiology. – London: Taylor and Walton, 1840.

#### **Оценка агроклиматических ресурсов Украины применительно к выращиванию капусты белоголовой. Божко Л.Е., Барсукова Е.А.**

*С помощью математической модели выполнена оценка агроклиматических ресурсов продуктивности территории Украины применительно к выращиванию капусты белокочанной. Приведен анализ водно-теплового режима посевов капусты и прироста метеорологически возможной ее урожайности.*

**Ключевые слова:** математическая модель, агроклиматические ресурсы, капуста, категории урожайности, оценка.

#### **Estimation of agro climatic resources of Ukraine as it applies to growing of cabbage of white-haired. Bozhko L.E., Barsukova E.A.**

*With a help of mathematical model the estimation of agroclimatic resources of productivity of Ukraine territory as it applies to growing of cabbage is executed. It is resulted the analysis of the water-thermal mode of sowing of cabbage and its meteorological possible productivity.*

**Keywords:** mathematical model, agroclimatic resources, cabbage, categories of productivity, estimation.



## ОПТИМИЗАЦИЯ СТРУКТУРЫ ПОСЕВОВ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР В УКРАИНЕ С УЧЕТОМ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ

*Рассматриваются подходы к оптимизации структуры посевных площадей сельскохозяйственных культур в Украине. Описывается симплекс-методы как метод линейного программирования при решении данной задачи. Приводится алгоритм оптимизации посевных площадей под основными сельскохозяйственными культурами в Украине. Представлены результаты оптимизации посевных площадей под основными сельскохозяйственными культурами, выполненных с применением симплекс-метода на основе детального учета агроклиматических условий формирования их урожайности.*

**Ключевые слова:** оптимизация, структура посевных площадей, симплекс-метод, линейное программирование, агроклиматические ресурсы, продуктивность агроэкосистем.

**Постановка проблемы в общем виде и ее связь с важными научными и практическими заданиями.** Оптимизация структуры посевных площадей под сельскохозяйственными культурами является одной из составляющих рационального природопользования. Решение такой задачи направлено на увеличение валового сбора при одновременном уменьшении пахотных площадей. Необходимой предпосылкой такой оптимизации является перераспределение площадей под различными сельскохозяйственными культурами по территории, которое базируется на выборе отдельных районов или регионов с лучшими условиями. Одним из подходов для такого типа задач есть детальный учет агроклиматических ресурсов как составляющей для формирования продуктивности агроценозов.

**Анализ исследований и публикаций.** Первые работы в данном направлении были выполнены в 80-х годах прошлого столетия во ВНИИСХМ В.А. Жуковым, О.А. Борисовой, С.Даниеловым [1 - 3] и в дальнейшем продолжены А.Н. Полевым и А.Н. Витченко для оптимизации структуры посевных площадей в Восточной Сибири и Белоруссии [4]. Методологически задача решалась как поиск оптимальных решений с применением симплекс-метода в рамках линейного программирования.

Следует отметить, что задачи линейного программирования имеют широкое распространение при принятии оптимальных решений в экономике. В последние десятилетия эта методологическая база используется при оптимизации размещения сельскохозяйственного производства. Основными параметрами моделей принимаются различные показатели состояния данного производства.

**Целью данной работы** является исследования подходов к оптимизации структуры посевных площадей под основными сельскохозяйственными культурами в Украине с применением симплекс-метода на основе детальной агроклиматической оценке их продуктивности.

**Изложение материалов исследований.** Согласно разработанной Государственной целевой программы развития украинского села на период до 2015 года и концепции Государственной целевой программы «Зерно Украины 2009-2015» [5] поставлена задача к 2010 году площади под зерновыми культурами довести до 12,5 млн. га. Из них посевы под пшеницу составят 6,5 млн. га, под ячменем - 3,5, под кукурузой - 2,5 и т.д., а валовый сбор урожая довести соответственно до 35,5 млн. т у пшеницы, 15,7 - у ячменя, 17,5 - у кукурузы, 4,5 - у подсолнечника, 23,5 - у сахарной свеклы и 18,0 млн.т - у картофеля. Достижение поставленной цели может быть решено на основе всесторонней оценки сложившейся структуры посевных площадей под сельскохозяйственными культурами в целом по Украине и по отдельным регионам [6].

Использование традиционного в агроклиматологии подхода, задача которого решалась путем выполнения общего или специального агроклиматического районирования, на современном этапе уже не могут удовлетворять требования сельскохозяйственной отрасли. Необходимы дальнейшие исследования, направленные на обоснование структуры посевных площадей с точки зрения целесообразности размещения сельскохозяйственных культур и, в первую очередь, их эффективности.

В этом направлении постановка задачи агроклиматического обоснования оптимизации размещения сельскохозяйственных культур формулируется и решается относительно размещения комплекса культур на основе детальной агроклиматической оценки возможной продуктивности сельскохозяйственных культур. Конечным результатом решения этой задачи является усовершенствование существующей структуры посевных площадей для достижения определенной цели. Целью может быть как достижение максимума валового сбора в многолетнем разрезе или стабильных урожаев в неблагоприятные по погодным условиям годы, так и обоснование максимального числа культур при определенной средней многолетней урожайности культур, которые выращиваются. При этом обязательным условием должно быть сохранение общей посевной площади, которая отвечает интенсивному способу развития сельского хозяйства. В такой постановке задача размещения сельскохозяйственных культур сводится к определению экономически целесообразной структуры посевных площадей под культурами на основании анализа существующего размещения культур и детальной оценки агроклиматических ресурсов. Необходимость анализа существующего размещения культур исходит из того, что издавна для каждой природной зоны выделены свои "прибыльные" культуры. Это такие культуры, которые в данных природных условиях на современном уровне селекции и технологии выращивания отличаются относительно высоким и стабильным урожаем. При этом, требования исключения монокультуры обуславливают необходимость выбора ряда культур, которые отвечают поставленным условиям.

Для решения подобных задач широкое применение приобрели методы линейного программирования [7-8], особенно один модификационный вариант - симплекс-метод, с помощью которого находят решение любых задач линейного программирования. В задачах линейного программирования математическое выражение условий решения задачи может быть представлено системой неравенств типа:

$$\sum_{i=1}^{\infty} a_{ig} \cdot X_i \leq b_i \quad (i=1, 2, \dots, m); \quad (1)$$

$$\sum_{i=1}^{\infty} a_{ig} \cdot X_i \geq b_i \quad (i=1, 2, \dots, m); \quad (2)$$

В некоторых случаях используют уравнение типа

$$\sum_{i=1}^{\infty} a_{ig} \cdot X_i = b_i \quad (i = 1, 2, \dots, m). \quad (3)$$

Математическую модель задачи поиска оптимального решения можно представить в таком виде:

$$F(X_j) \rightarrow \max(\min, const); \quad (4)$$

$$g_j(X_j) \leq (=, \geq) b_i; \quad (5)$$

$$d_j \leq X_j \leq D_j, \quad (6)$$

$$i = 1, \dots, m; j = 1, \dots, n,$$

где (4) представляет собой целевую функцию (ЦФ), (5) - ограничения (ОГР) и (6) - граничные условия (ГРУ). Целевая функция как критерий оптимизации, показывает, в каком смысле решение должно быть оптимальным, т.е. наилучшим. При этом возможны три вида целевой функции: максимизация, минимизация или заданное значение. Ограничения устанавливают зависимости между переменными. Они могут быть как односторонними так и двусторонними. Граничные же условия показывают, в каких пределах могут быть значения искомых переменных в оптимальном решении.

Поставленная нами задача оптимизации структуры посевных площадей под сельскохозяйственными культурами в Украине базируется на двух отправных моментах. К первому относится выбор основных сельскохозяйственных культур: озимая пшеница, яровой ячмень, кукуруза, подсолнечник, картофель и сахарная свекла. Второй вопрос касается выбора целевой функции и параметров, ее определяющих. Нами как целевая функция выбрана максимизация валового сбора культур, определяющими параметрами которого являются посевные площади и урожайность культур. Учитывая некоторые субъективные недостатки статистических данных по урожайности, предлагается использовать расчетные величины, которые определяются по реальным почвенно-климатическим условиям, т.е. климатически или агроклиматически обусловленные урожаи (КВУ).

На основе выполненного комплексного агроклиматического районирования Украины [9] и оценки выделенных макрорайонов и подрайонов с точки зрения формирования урожайности культур » [10] нами проведены исследования по оптимизации размещения шести основных сельскохозяйственных культур: озимой пшеницы, ярового ячменя, кукурузы, подсолнечника, сахарной свеклы и картофеля. Достоинством работы является комплексный подход и единая методика анализа существующей структуры площадей, агроклиматической оценки продуктивности и расчеты, направленные на оптимизацию структуры посевных площадей. Всего выделено 7 агроклиматических макрорайонов, которые отличаются по величине радиационно-тепловых ресурсов (сумме поступающей суммарной и фотосинтетически активной радиации и сумм активных температур воздуха за период с температурами выше 5 и 10°C. В каждом из 1-5-го макрорайонов по показателям увлажнения выделены подрайоны: в 1-м – четыре, во 2-м – пять, в 3-м – четыре, 4-м – три, в 5-м – два, всего 18 подрайонов. Таким образом, в Украине выделено 20 агроклиматических территориальных единиц, которые отличаются сочетанием величин радиационно-тепловых и влажностных ресурсов. В связи с отличием начала и конца вегетационного периода от дат перехода температур воздуха через 5 и 10°C нами были определены суммы суммарной и фотосинтетически активной радиации, суммы температур, количество осадков, величина ГТК Селянинова, соотношение величин влагопотребления и влагопотребности, а также отношение фактических средних запасов влаги к наименьшей влагоемкости почвы для конкретных шести культур по каждому из агроклиматических подразделений. В табл.1 представлены такие обобщенные данные для двух групп культур: с коротким и длинным вегетационным периодом.

К расчетным урожаям можно отнести потенциальные и действительно возможные урожаи по Х.Г.Тоомингу или потенциальные (ПУ), климатически возможные (КВУ) и действительно возможные (ДВУ) по А.Н. Полевому ДВУ по Х.Г.Тоомингу соответствуют КВУ по А.Н. Полевому ДВУ, по А.Н.Полевому, учитывают уровень культуры земледелия территории [11]. Эти урожаи, по сути, представляют собой уровни, учитывающие интегральные агроклиматические ресурсы, в основном, ресурсы света и влаги. Это урожаи потенциальные (ПУ), действительно возможные (ДВУ) и производственные (УП). Формулы расчетов первых двух уровней имеют вид:

Таблица 1- Оценка радиационно-тепловых и влажностных ресурсов Украины за вегетационных период сельскохозяйственных культур

Макро район	$\Sigma T_c \geq 10^\circ C$	ГТК', отн.ед.	ГТК'', отн.ед.	$\Sigma Q'$ , мДж/м <sup>2</sup>	$\Sigma Q''$ , мДж/м <sup>2</sup>	$(E/E_0)'$ , отн.ед.	$(E/E_0)''$ , отн.ед.	$(W/W_{нв})'$ , отн.ед.	$(W/W_{нв})''$ , отн.ед.
I <sub>1</sub>	<2600	>1.7	>1.0	<1600	<1350	1,0	1,0	0,60-0,75	0,60-0,70
I <sub>2</sub>	<2600	1.5-1.7	0.9-1.0	<1600	<1350	0,94-1,0	0,86-0,91	0,68-0,98	0,364-0,87
I <sub>3</sub>	<2600	1.3-1.5	0.8-0.9	<1600	<1350	0,78-0,81	0,69-0,71	0,58-0,81	0,54-0,76
I <sub>4</sub>	<2600	1.1-1.3	0.6-0.8	<1600	<1350	0,65-0,66	0,54-0,56	0,52-0,75	0,48-0,70
II <sub>1</sub>	2600-2800	>1.7	>1.0	1600-1650	1350-1400	1,0	1,0	0,69-0,84	0,65-0,80
II <sub>2</sub>	2600-2800	1.5-1.7	0.9-1.0	1600-1650	1350-1400	1,0	0,86-0,91	0,63-0,84	0,60-0,80
II <sub>3</sub>	2600-2800	1.3-1.5	0.8-0.9	1600-1650	1350-1400	0,78-0,81	0,69-0,71	0,60-0,85	0,56-0,80
II <sub>4</sub>	2600-2800	1.1-1.3	0.6-0.8	1600-1650	1350-1400	0,65-0,66	0,54-0,56	0,62-0,94	0,58-0,88
II <sub>5</sub>	2600-2800	0.9-1.1	0.5-0.6	1600-1650	1350-1400	0,54-0,65	0,43-0,45	0,55-0,94	0,48-0,88
III <sub>1</sub>	2800-3000	1.3-1.5	0.8-0.9	1650-1700	1400-1500	0,78-0,81	0,69-0,71	0,71-0,97	0,67-0,92
III <sub>2</sub>	2800-3000	1.1-1.3	0.5-0.6	1650-1700	1400-1500	0,65-0,66	0,54-0,56	0,74-1,0	0,67-1,0
III <sub>3</sub>	2800-3000	0.9-1.1	0.4-0.5	1650-1700	1400-1500	0,54-0,65	0,43-0,45	0,65-1,0	0,60-0,93
III <sub>4</sub>	2800-3000	0.7-0.9	0.4-0.5	1650-1700	1400-1500	0,44-0,45	0,35-0,36	0,58-1,0	0,50-0,93
IV <sub>1</sub>	3000-3200	1.1-1.3	0.6-0.8	1700-1750	1500-1600	0,65-0,66	0,54-0,56	0,58-0,90	0,54-0,84
IV <sub>2</sub>	3000-3200	0.9-1.1	0.5-0.6	1700-1750	1500-1600	0,54-0,65	0,43-0,45	0,72-0,94	0,67-0,88
IV <sub>3</sub>	3000-3200	0.7-0.9	0.4-0.5	1700-1750	1500-1600	0,44-0,45	0,35-0,36	0,72-0,93	0,62-0,86
V <sub>1</sub>	3200-3400	0.7-0.9	0.4-0.5	1750-1800	1600-1700	0,44-0,45	0,35-0,36	0,68-0,81	0,59-0,75
V <sub>2</sub>	3200-3400	0.9-1.1	0.5-0.6	1750-1800	1600-1700	0,54-0,65	0,43-0,45	0,56-0,72	0,51-0,62
VI	3400-3600	0.7-0.9	0.4-0.5	1800-1850	1700-1800	0,44-0,45	0,35-0,36	0,59-0,68	0,53-0,61
VII	>3600	0.9-1.1	0.5-0.6	>1850	>1800	0,54-0,65	0,43-0,45	0,60-0,93	0,54-0,86

$$ПУ = 10^4 \cdot \eta \cdot k_m \frac{\Sigma Q_f}{q} ; \quad (7)$$

$$DVY = ПУ \cdot \frac{E}{E_0} ; \quad (8)$$

$$KVU = ПУ \cdot \frac{W}{W_{HB}} ; \quad (9)$$

$$KVU = ПУ \cdot B_{\Pi} , \quad (10)$$

где  $\eta$ ,  $k_m$ ,  $Q_f$ ,  $q$ ,  $E$ ,  $E_0$  - соответственно коэффициент унификации фотосинтетически активной радиации конкретной культурой, коэффициент, характеризующий отношение хозяйственно ценной части урожая к общей биомассе конкретной культуры при стандартной влажности, сумма фотосинтетически активной радиации, теплотворная способность единицы урожая, величина влагопотребления и влагопотребности за вегетационный период культуры. Величины  $W$ ,  $W_{HB}$ ,  $B_{\Pi}$  - соответственно средние за вегетационный период запасы влаги в почве под данной культурой, величина наименьшей полевой влагоемкости почвы, бонитет почвы, который учитывает физико – химические свойства почвы, в том числе, увлажнение почвы. Известно несколько методов расчета КВУ.

Нами по единой методике были нами рассчитаны КВУ по трем методам: методам для шести основных сельскохозяйственных культур в разрезе агроклиматических районов и подрайонов с учетом соотношения влагопотребления к влагопотребности, по соотношению запасов влаги в почве к наименьшей полевой влагоемкости и с учетом бонитета почвы., которые для шести основных сельскохозяйственных культур по агроклиматическим макрорайонам и подрайонам. Для решения задачи оптимизации структуры посевных площадей нами выбран КВУ, рассчитанный по второму методу – с учетом соотношения средних за период запасов влаги к наименьшей полевой влагоемкости (табл.2). Величины урожайности культур вычислялись для всего диапазона значений фотосинтетически активной радиации и величин  $W / W_{HB}$ . Для решения задачи оптимизации из диапазона значений нами выбрана наименьшая величина урожайности. Т.е. максимизация валового сбора культур ориентирована на минимальные из возможных по агроклиматическим условиям урожая. Такой подход относится к стратегии, ориентированной на учет степени риска.

Прежде чем перейти к математической формулировке задачи, введем некоторые обозначения. Допустим, что  $X_{ij}$  ( $i = 1, 2 \dots, 6$ ; ) - посевные площади под конкретной культурой в первом, втором и так далее макрорайоне (от 1.1, 1.2,...7, всего 20 макрорайонов),  $C_{ij}$  ( $i = 1, 2 \dots, 6$  ) - средние по макрорайонам значения агроклиматически возможной урожайности (КВУ). Их индексация полностью совпадает с индексацией переменных. Согласно цели исследования - определение оптимальной структуры размещения культур по макрорайонам, для получения максимального валового сбора продукции целевая функция записывается в таком виде

$$V = \sum_{j=1}^{120} C_i \cdot X_i \rightarrow \max , \quad (11)$$

где  $V = C_{1.1} \cdot X_{1.1} + C_{1.2} \cdot X_{1.2} + \dots + C_{7.6} \cdot X_{7.6} . \quad (12)$

Таблица 2 - Климатически возможная урожайность в Украине

Макро район	Климатически возможная урожайность											
	оз.пшеница		яровой ячмень		кукуруза		подсолнечник		сах.свекла		картофель	
	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$	ПУ	КВУ $\frac{W}{W_{HB}}$
I <sub>1</sub>	85	41-45	65	61-65	66-70	41-55	41-45	26-30	755	451-565	331-335	201-250
I <sub>2</sub>	85	41-65	65	56-85	66-70	46-70	41-45	26-40	755	511-740	331-335	226-330
I <sub>3</sub>	85	36-55	65	51-70	66-70	41-55	41-45	21-35	755	436-610	331-335	191-270
I <sub>4</sub>	85	31-50	65	46-65	66-70	36-50	41-45	21-30	755	391-565	331-335	171-250
II <sub>1</sub>	86-90	46-55	66-70	61-75	66-70	46-60	41-45	26-35	756-785	521-660	336-345	236-260
II <sub>2</sub>	86-90	41-55	66-70	46-70	66-70	46-60	41-45	21-30	756-785	476-660	336-345	236-260
II <sub>3</sub>	86-90	36-55	66-70	41-65	66-70	41-60	41-45	26-35	756-785	526-665	336-345	201-295
II <sub>4</sub>	86-90	41-65	66-70	31-66	66-70	41-65	41-45	26-40	756-785	466-740	336-345	206-325
II <sub>5</sub>	86-90	36-65	66-70	61-60	66-70	36-65	41-45	21-40	756-785	416-740	336-345	181-325
III <sub>1</sub>	86-90	41-65	66-70	51-80	71-76	51-75	41-45	31-45	786-805	556-780	346-355	246-345
III <sub>2</sub>	86-90	36-65	66-70	51-80	71-76	51-75	41-45	31-45	786-805	556-805	346-355	246-355
III <sub>3</sub>	86-90	46-65	66-70	61-90	71-76	46-75	41-45	31-45	786-805	511-805	336-355	221-355
III <sub>4</sub>	86-90	46-70	66-70	61-90	71-76	41-75	41-45	26-45	786-805	456-805	336-355	201-355
IV <sub>1</sub>	91-95	46-65	56-60	51-90	76-80	56-75	46-50	26-45	806-830	466-745	356-365	206-330
IV <sub>2</sub>	91-95	45-65	56-60	51-85	76-80	56-75	46-50	31-45	806-830	481-665	356-365	211-290
IV <sub>3</sub>	91-95	36-70	56-60	66-85	76-80	56-75	46-50	31-45	806-830	581-770	356-365	256-340
V <sub>1</sub>	91-95	36-55	61-65	66-85	81-86	56-70	46-50	31-40	831-855	566-495	366-375	246-305
V <sub>2</sub>	91-95	41-55	61-65	51-70	81-86	46-65	46-50	26-35	831-855	466-615	366-375	201-270
VI	95	41-55	51-55	56-65	86-90	51-65	51-55	31-35	856-875	501-595	376-385	221-260
VII	95	41-50	61-65	56-90	86-90	56-85	51-55	31-50	875	526-815	381-385	220-225

Или сокращено

$$V = \sum_{j=1}^n C_i \cdot X_j \rightarrow \max. \quad (13)$$

При решении задачи нужно придерживаться двух условий:

1) общая посевная площадь под названными культурами не превышает фактическую или планируемую суммарную площадь под этими же культурами по всей территории Украины и отдельных макрорайонов. Если обозначить фактическую суммарную площадь по макрорайонам через  $S_{ij}$  ( $j = 1.1, 1.2, \dots, 7$ ;  $i = 1, 2, \dots, 6$ ), то математически данное условие запишется так

$$\left\{ \begin{array}{l} X_{1.1,1} + X_{1.1,2} + X_{1.1,3} + X_{1.1,4} + X_{1.1,5} + X_{1.1,6} \leq S_{1.1} \\ X_{1.2,1} + X_{1.2,2} + X_{1.2,3} + X_{1.2,4} + X_{1.2,5} + X_{1.2,6} \leq S_{1.2i} \\ \dots\dots\dots \\ X_{7.1} + X_{7.2} + X_{7.3} + X_{7.4} + X_{7.5} + X_{7.6} \leq S_{7i} \end{array} \right. \quad (14)$$

Или сокращенно

$$\sum_{i=1}^{120} X_i \leq S_i, \quad (j = 1.1, 1.2, \dots, 7; i = 1, 2, \dots, 6). \quad (15)$$

2) общая посевная площадь под культурами и урожайность не может быть отрицательным числом:

$$X_{1i} \geq 0; X_2 \geq 0; \dots X_{120} \geq 0; \quad (16)$$

$$C_{1i} \geq 0; C_2 \geq 0; \dots C_{120} \geq 0. \quad (17)$$

Был проведен анализ текущего соотношения величин климатически обеспеченной урожайности и площадей под указанными культурами в разрезе макрорайонов и подрайонов. Выявлено, что наибольшие площади под озимую пшеницу отводятся в макрорайоне I<sub>1-3</sub>, III<sub>4</sub>, VI. Максимальные же урожаи пшеницы получают в макрорайонах I<sub>1</sub>, II<sub>5</sub>, III<sub>3</sub>, IV<sub>3</sub>, V<sub>1</sub>. По яровому ячменю соотношение максимальной урожайности и площадей под культурами по макрорайонам совпадает в большей мере. И почти полное несовпадение максимальных значений площадей и урожайности по макрорайонам и подрайонам отмечается у кукурузы, подсолнечника сахарной свеклы.

Опираясь на приведенные в концепции развития сельскохозяйственного производства в Украине и региональные особенности размещения культур, нами подготовлена первичная информация и составлена модели оптимизации структуры посевных площадей. Целевая функция (ЦФ) представлена в (13), ограничения (ОГР) для модели - в виде системы неравенств (18), а граничные условия (ГРУ) – в (16, 17). Общий вид расчетов представлен в табл. 3, на примере озимой пшеницы, вариант 1 – нижний предел урожайности. Под показателями X<sub>1</sub> – X<sub>20</sub> обозначены макрорайоны и подрайоны Украины. Значения (текущие, нижние и верхние пределы) отражают величины площадей под этой культурой по макрорайонам. Коэффициент ЦФ рассчитывался как произведение урожайности, площади и соотношения урожайности данного макрорайона к максимального для Украины. В правой части обозначены существующие площади под культурами в данном макрорайоне, а в левой – оптимальные. В правом верхнем углу перед обозначением «макс» указана величина валового сбора культуры в стране.

В табл.4 представлены результаты расчетов по шести культурам в целом по стране. Как видим, вполне реально по агроклиматическим условиям довести валовый сбор пшеницы до 48, ярового ячменя – 27, кукурузы – 8, подсолнечника – 5, картофеля – 1152, а сахарной свеклы – до 2576 млн.т. При этом, площади посевов составят

$$\begin{aligned}
 X_{1,1,1} + X_{1,1,2} + X_{1,1,3} + X_{1,1,4} + X_{1,1,5} + X_{1,1,6} &\leq 2.0 \\
 X_{1,2,1} + X_{1,2,2} + X_{1,2,3} + X_{1,2,4} + X_{1,2,5} + X_{1,2,6} &\leq 2.1 \\
 X_{1,3,1} + X_{1,3,2} + X_{1,3,3} + X_{1,3,4} + X_{1,3,5} + X_{1,3,6} &\leq 3.3 \\
 X_{1,4,1} + X_{1,4,2} + X_{1,4,3} + X_{1,4,4} + X_{1,4,5} + X_{1,4,6} &\leq 1.2 \\
 X_{2,1,1} + X_{2,1,2} + X_{2,1,3} + X_{2,1,4} + X_{2,1,5} + X_{2,1,6} &\leq 0.1 \\
 X_{2,2,1} + X_{2,2,2} + X_{2,2,3} + X_{2,2,4} + X_{2,2,5} + X_{2,2,6} &\leq 0.1 \\
 X_{2,3,1} + X_{2,3,2} + X_{2,3,3} + X_{2,3,4} + X_{2,3,5} + X_{2,3,6} &\leq 0.2 \\
 X_{2,4,1} + X_{2,4,2} + X_{2,4,3} + X_{2,4,4} + X_{2,4,5} + X_{2,4,6} &\leq 1.5 \\
 X_{2,5,1} + X_{2,5,2} + X_{2,5,3} + X_{2,5,4} + X_{2,5,5} + X_{2,5,6} &\leq 1.7 \\
 X_{3,1,1} + X_{3,1,2} + X_{3,1,3} + X_{3,1,4} + X_{3,1,5} + X_{3,1,6} &\leq 0.08 \\
 X_{3,2,1} + X_{3,2,2} + X_{3,2,3} + X_{3,2,4} + X_{3,2,5} + X_{3,2,6} &\leq 0.08 \\
 X_{3,3,1} + X_{3,3,2} + X_{3,3,3} + X_{3,3,4} + X_{3,3,5} + X_{3,3,6} &\leq 2.0 \\
 X_{3,4,1} + X_{3,4,2} + X_{3,4,3} + X_{3,4,4} + X_{3,4,5} + X_{3,4,6} &\leq 2.3 \\
 X_{4,1,1} + X_{4,1,2} + X_{4,1,3} + X_{4,1,4} + X_{4,1,5} + X_{4,1,6} &\leq 0.1 \\
 X_{4,2,1} + X_{4,2,2} + X_{4,2,3} + X_{4,2,4} + X_{4,2,5} + X_{4,2,6} &\leq 1.5 \\
 X_{4,3,1} + X_{4,3,2} + X_{4,3,3} + X_{4,3,4} + X_{4,3,5} + X_{4,3,6} &\leq 0.2 \\
 X_{5,1,1} + X_{5,1,2} + X_{5,1,3} + X_{5,1,4} + X_{5,1,5} + X_{5,1,6} &\leq 1.2 \\
 X_{5,2,1} + X_{5,2,2} + X_{5,2,3} + X_{5,2,4} + X_{5,2,5} + X_{5,2,6} &\leq 1.3 \\
 X_{6,1} + X_{6,2} + X_{6,3} + X_{6,4} + X_{6,5} + X_{6,6} &\leq 1.5 \\
 X_{7,1} + X_{7,2} + X_{7,3} + X_{7,4} + X_{7,5} + X_{7,6} &\leq 0.09
 \end{aligned}
 \tag{18}$$

Таблица 4 – Результаты оптимизации структуры посевов сельскохозяйственных культур в Украине

Культуры	Валовый сбор, млн.т		Урожайность (КВУ), т/га		Площади (по макрорайонам), млн.га
	В-1	В-2	В-1	В-2	
Оз.пшеница	48,4	60,2	4,6-6,6	6,5-9,0	0,02-0,8
Яр.ячмень	26,6	39,0	3,1-4,6	4,5-7,0	0,02-0,8
Кукуруза	8,1	24,8	3,6-5,6	5,0-8,5	0,01-0,4
Подсолнечник	5,0	10,2	2,1-3,1	3,0-5,0	0,0-0,4
Картофель	1152	2212	17,1-25,6	22,5-35,5	0,0-1,5
Сах.свекла	2576	5640	22,5-35,5	39-158,1	0,0-1,5

соответственно по районам в пределах страны около 20 млн. га. Дифференциация посевных площадей по макрорайонам колеблется в пределах 0.02- 0.8 млн. га по макрорайонам у озимой пшеницы и ярового ячменя, по 0.01-0.4 – у кукурузы. От 0 до 04 млн. га колеблются по макрорайонам площади у подсолнечника и от 0 до 1.5 млн. га – картофеля и свеклы.



Таблица 3 – Пример записи программы оптимизации структуры посевных площадей

	11	12	13	14	21	22	23	24	25	31		33	34	41	42	43	51	52	6	7				
имя	x1	x2	x3	x4	x5	x6	x7	x8	x9	x10	x11	x12	x13	x14	x15	x16	x17	x18	x19	x20				
значение	0,40	0,40	0,80	0,30	0,02	0,03	0,03	0,30	0,30	0,02	0,02	0,03	0,50	0,02	0,30	0,04	0,30	0,30	0,40	0,02				
нижн.гр	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
верх.гр	0,40	0,40	0,80	0,30	0,02	0,03	0,03	0,30	0,30	0,02	0,02	0,03	0,50	0,02	0,30	0,04	0,30	0,30	0,40	0,02				
коэфф в ЦФ	2,26	1,90	3,16	0,97	0,12	0,09	0,08	0,43	1,71	0,10	0,10	0,18	2,93	0,10	1,17	0,26	1,98	1,17	1,90	0,11	48,41	макс	20,72	
	Ограничения																							
вид	6,10	5,60	5,10	4,60	6,10	4,60	4,10	3,10	6,10	5,10	5,10	6,10	6,10	5,10	5,10	6,60	6,60	5,10	5,60	5,60				
x1	0,92																				левая часть	знак		
x2		0,85																						0,37 <= 0,40
x3			0,77																					0,34 <= 0,40
x4				0,70																				0,62 <= 0,80
x5					0,92																			0,21 <= 0,30
x6						0,70																		0,02 <= 0,02
x7							0,62																	0,02 <= 0,03
x8								0,47																0,02 <= 0,03
x9									0,92															0,14 <= 0,30
x10										0,77														0,28 <= 0,30
x11											0,77													0,02 <= 0,02
x12												0,92												0,02 <= 0,02
x13													0,92											0,03 <= 0,03
x14														0,92										0,46 <= 0,50
x15															0,77									0,02 <= 0,02
x16																0,77								0,23 <= 0,30
x17																1,00								0,23 <= 0,30
x18																	1,00							0,30 <= 0,30
x19																		0,77						0,23 <= 0,30
x20																			0,85					0,77 <= 0,30
																				0,85				0,34 <= 0,40
																					0,85			0,02 <= 0,02

**Выводы.** На основе последовательного решения ряда задач, которые включают анализ планируемого развития агропромышленного сектора экономики в Украине, нового агроклиматического районирования территории страны и расчета урожайности основных сельскохозяйственных культур решалась задача оптимизации структуры посевных площадей под ними. Как целевая функция выбрана операция максимизации валового сбора. Полученные результаты свидетельствуют, что в Украине при рациональном перераспределении площадей под культурами вполне достижим валовый сбор зерна (пшеница, ячмень и кукуруза) до 81.7 млн.т, а картофеля и сахарной свеклы – соответственно до 1152 и 2576 млн.т.

### Список литературы

1. Борисова О.А. Оптимизация структуры посевных площадей с учетом агроклиматических ресурсов территории как задача стохастического программирования. //Труды ВНИИСХИМ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, вып.24. – С. 30-38.
2. Жуков В.А. О некоторых проблемах агроклиматического обеспечения агропромышленного комплекса. //Труды ВНИИСХИМ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, вып.24. – С.6-17.
3. Жуков В.А. Моделирование, оценка и рациональное использование агроклиматических ресурсов России. // Авторефер. дисс. д.геогр.н., шифр 11.00.09. – М., 1998. – 54 с.
4. Витченко А. Н., Полевой А. Н. Методика агроэкологической оценки сельскохозяйственной продуктивности ландшафтов Белоруссии. //Вестник Белорусского университета, сер. 2: химия, биология, география, 1986, № 2. – С. 56– 59.
5. Державна цільова програма розвитку українського села на період до 2015 року. – Київ. 2008. – 40с.
6. Концепція державної цільової програми „Зерно України 2009 – 2015”. – Київ. – 2008.
7. Калніченко А.В. Оптимальне використання земельних ресурсів – надійний засіб досягнення збалансованості агроecosystem. //Агроecологічний журнал. – 2005. -№1. – С.15-22.
8. Ляшенко И.Н., Карагодова Е.А., Черникова Н.В., Груша М.М. Линейное и нелинейное программирование. – Киев: Вища школа, 1975. – 371 с.
9. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур. - Метеорологія, кліматологія і гідрологія. Міжвідомчий науковий збірник України – Одеса: Екологія. – 2008. - № 48. –С. 196-205.
10. Ляшенко Г.В. Комплексное разномасштабное районирование Украины. – Метеорологія, кліматологія і гідрологія. Міжвідомчий науковий збірник України – Одеса: Екологія. – 2008. - №50 часть 2. – С. 336 – 341.
11. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины. – Украинский гидрометеорологический журнал. – Одесса. - №3. – С.98 – 108.

### Оптимізація структури посівів сільськогосподарських культур в Україні з урахуванням агрокліматичних ресурсів. Ляшенко Г.В.

*Розглядаються підходи до оптимізації структури посівних площ сільськогосподарських культур в Україні. Описується симплекс-метод як метод лінійного програмування при рішенні даної задачі. Приводиться алгоритм оптимізації посівних площ під основними сільськогосподарськими культурами в Україні. Представлені результати оптимізації посівних площ із застосуванням симплекс-метода на підставі врахування агрокліматичних умов формування їх врожайності.*

**Ключові слова:** оптимізація, структура посівних площ, симплекс-метод, лінійне програмування, агрокліматичні ресурси, продуктивність агроecosystem.

### Optimization of structure of sowings of agricultural crops in Ukraine taking into account agroclimatic resources. G.V. Lyashenko

*Approaches to optimization of structure of sowing areas of agricultural crops in Ukraine are considered. Simplex-method as method of linear programming under solution of given task is described. Algorithm of optimization of sowing areas under main agricultural crops in Ukraine is given. Results of optimization of sowing areas under main agricultural crops on the base of detailed account of agroclimatic conditions of yield formation are presented with application of simplex method.*

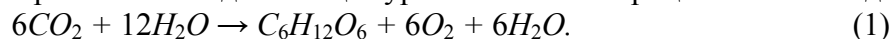
**Key words:** optimization, structure of sowing areas, simplex-method, linear programming, agroclimatic resources, productivity of agrosystems.

## РОТОР БИОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕННОГО ПОЛЯ РАСТЕНИЙ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНАЯ ТЕОРИЯ МАКСВЕЛЛА

*Предложена теория биологического временного поля, способная объединить или «работать» на различных уровнях иерархии организации процессов фотосинтеза, фотодыхания и дыхания поддержания. Исходя из теории, естественным образом осуществляется подразделение продукционного процесса растений на фотосинтез, фотодыхание и дыхание поддержания. Становится ясна роль фотодыхания – это процесс, обеспечивающий неразрывную связь движений биологического временного поля. Фактор биологического временного поля является объединяющим звеном на различных уровнях иерархии биологических процессов растения.*

**Ключевые слова:** фотосинтез, дыхание, биологическое время, внешняя среда, ротор, продукционный процесс, рост, развитие.

**Введение.** Фотосинтез – единый на Земле, уникальный процесс в биосфере, благодаря которому при участии растений осуществляется запасание солнечной энергии и преобразование простых неорганических веществ на сложные органические образования. При фотосинтезе рассматривают преобразование электромагнитной энергии и, её запасание в различных видах. Общее уравнение этого процесса имеет вид:



При таком преобразовании углекислоты и воды в разнообразные органические вещества первым, необходимым условием такого преобразования является наличие света и хлорофилла [1]. Различают световую и темновую стадию фотосинтеза.

Исследования процесса фотосинтеза в настоящее время быстро развиваются. Однако первичные реакции процесса фотосинтеза и процесс переноса электронов до сих пор не выяснены. В плане этой проблемы существуют различные теории и гипотезы [2, 3]. Установлено, что существуют две фотосистемы: Фотосистема I и Фотосистема II. Этим фотосистемам присуща «антенна», которая является первичным механизмом поглощения кванта света. В рамках установленных фактов существует теория Z-схемы электронного транспорта при фотосинтезе, рис. 1. Z-схема оказалась удобной для того, чтобы ввести понятие о двух последовательно работающих фотохимических реакциях и об электронах, движущихся «вниз» по энергетическим уровням от сильного восстановителя к сильному окислителю, которые образуются в каждой из фотосистем при поглощении света. Однако, в настоящее время еще мало точных сведений о движении электронов «вниз» по энергетическим уровням. Транспорт электронов между фотосистемами происходит по хорошо известной цепи переносчиков, тогда как на самом деле электроны от многих реакционных центров фотосистемы II могут накапливаться в некоторых пулах, подобно электронам, донированным одним реакционным центром при последовательном поглощении нескольких квантов света. Фотосинтетическая мембрана растения осуществляет замечательную реакцию: она превращает энергию поглощенных квантов света в окислительно-восстановительный потенциал. При этом происходит преобразование энергии из очень короткоживущей ее формы в форму достаточно долгоживущую. Первичные процессы фотосинтеза проходят в тилакоидных мембранах, которые имеют свое морфологическое строение и располагаются в хлоропластах.

Как отмечает М. Слифкин [4] «Дискуссии по вопросу о взаимодействиях с переносом заряда в биологии обычно бывают очень ожесточенными. Сторонники одних взглядов придают взаимодействиям с переносом заряда жизненно важное

значение, сторонники других взглядов вообще не признают существования этих взаимодействий и считают их плодом воображения».

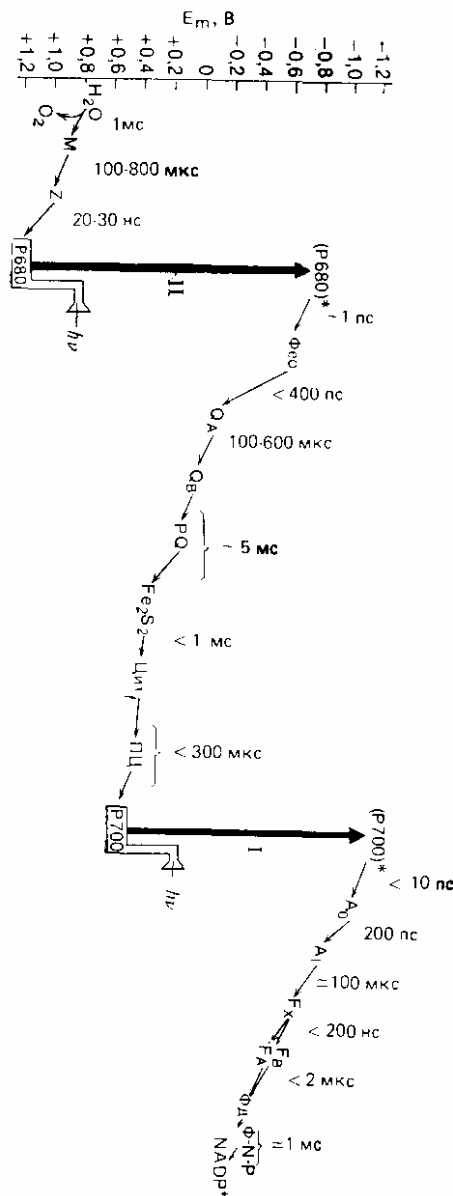
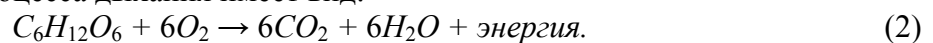


Рис. 1 – Z-схема, описывающая последовательность расположения переносчиков в электрон-транспортной цепи при фотосинтезе, сопровождающемся выделением кислорода. Показано время, необходимое для осуществления отдельных реакций; приведены также окислительно-восстановительные потенциалы средней точки  $E_m$ . Воду окисляет комплекс фотосистемы II. Челночный перенос электронов от комплекса фотосистемы II к расположенному между фотосистемами комплексу цитохромов осуществляется путем подвижного липофильного переносчика – пластохинона. Несмотря на то, что последовательность реакций переноса электронов при фотосинтезе известна, нельзя считать, что переносчики функционируют в полностью детерминированной цепи (по данным [2]).

Кроме процесса фотосинтеза в организме растения проходит процесс дыхания. Общее уравнение процесса дыхания имеет вид:



Дыхание подразделяют на фотодыхание и дыхание поддержания [3, 5]. В отличие от фотодыхания функция истинного дыхания ясна: оно мобилизует запасенную энергию для поддержания функций биологической системы и синтеза

новых структур. Однозначных ответов по поводу функции фотодыхания нет [3]. В зависимости от метода определения фотодыхания, потери, связанные с выделением  $CO_2$  в этом процессе составляют от 15 до 40 % величины фотосинтеза. В случае методики с применением  $^{18}O_2$  на фотодыхание целого растения пшеницы при атмосферной концентрации  $CO_2$  на полном свете приходится 50 % величины фотосинтеза [3].

Здесь, во введении хотелось бы отметить еще одну характерную черту процесса фотосинтеза. Фотосинтез – иерархический процесс, пространственная шкала которого простирается от  $10^{-27}$  до  $10^5$  м<sup>3</sup>, а временная – от  $10^{-15}$  (первичные фотоакты) до 10 с (первичная продуктивность в полевых условиях) [3]. В такой иерархии можно проследить цепочку уровней, которые постепенно повышаются: квант света+хлорофилл – тилакоид – хлоропласт – клетка (как наименьшая структурная единица живого) – лист (орган) – организм (единое целое) – агроэкосистема (для сельскохозяйственных культур) - ... - биосфера. На каждом из этих уровней на проходящие в них процессы существенное влияние оказывают факторы внешней среды. К наиболее подвижным факторам отнесем факторы света, тепла, влаги, питания, считая остальные факторы либо значительно инерционными либо постоянными (например – гравитация). Реакция на изменение напряженности того либо иного фактора проходит на каждом уровне иерархии и, при этом мы можем отметить значительную устойчивость проходящих процессов в рамках толерантности факторов внешней среды.

На основании такого краткого изложения проблемы, возникает вопрос: существует ли фактор способный объединить или «работать» на каждом из выделенных уровней иерархии? Ответ на этот вопрос открыт. Мы здесь предложим свой взгляд на эту проблему, поэтому **целью** данной работы является объединение иерархических уровней растения одним фактором, хорошо известным в науке.

**Объекты и выходные материалы исследования.** К объекту исследования мы относим временные процессы, проходящие в организме растения. Такой объект исследования как время мы не можем «увидеть», мы можем лишь констатировать события и вычислять.

**Материалы и методы исследования.** Рассмотрение поставленного вопроса начнем с установленных фактов. В агрометеорологии хорошо известен метод сумм эффективных температур (Шиголев А.А.), который однозначно говорит о том, что скорость прохождения фенофаз зависит от напряженности температурного фактора [6, 7]. Согласно этому методу, чем выше напряженность температурного фактора, тем быстрее наступает очередная фенофаза. То есть с повышением уровня фактора тепла развитие растений идет быстрее. Таким образом, метод сумм эффективных температур является первым методом, который рассчитывает биологическую шкалу времени только время в нем измеряется не секундами, а градусами Цельсия. Для перехода в этом методе к единицам времени достаточно нормировать всю шкалу по отношению к константе сумм эффективных температур, которая необходима для прохождения всего онтогенеза. Тогда сразу же однозначно мы получаем в ответ, что биологическое время имеет свойство растягиваться или сжиматься в зависимости от напряженности температурного фактора. Более поздние исследования, например Улановой Е.С. [8], показывают, что скорость развития растений зависит так же от напряженности фактора влаги, рис. 2. Зависимость скорости развития растений от напряженности фактора влаги аналогична зависимости скорости развития растений от напряженности фактора тепла. Обобщением таких исследований является работа В.П. Дмитренко [9] в которой скорость развития растений зависит от напряженности факторов света, тепла, влаги, питания. Рассматривая наступление фенологических фаз развития растений как

наступление определенных, биологических событий, проходящих в организме растения, мы можем заключить, что шкала биологического времени растягивается или сжимается в зависимости от движений факторов света, тепла, влаги, питания, то есть от основных, наиболее подвижных факторов внешней среды. Согласно такому подходу можно прогнозировать, что длительность межфазных периодов будет зависеть так же и от остальных, не учтенных факторов внешней среды при их движении.

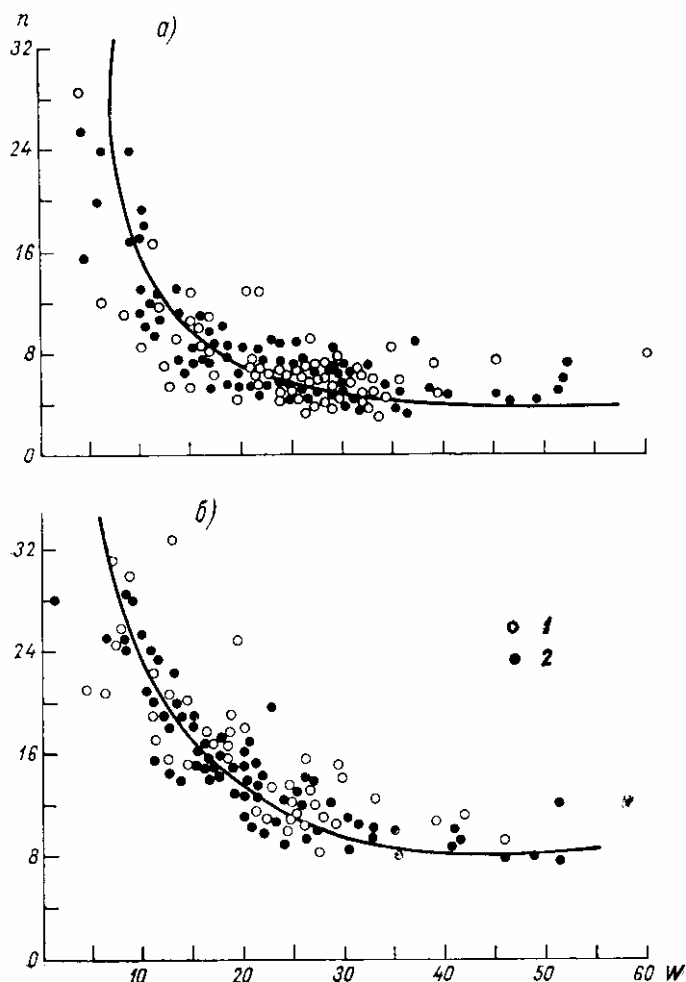


Рис. 2 – Зависимость продолжительности ( $n$  дней) периодов посев – всходы (а) и всходы - кущение (б) озимой пшеницы и озимой ржи от запасов продуктивной влаги пахотного слоя почвы  $W$  мм при оптимальной температуре воздуха (выше  $14^{\circ}\text{C}$ ) (по данным [8]).

Более целесообразно рассматривать в качестве биологических событий, происходящих в организме растения, не фенологические фазы развития, а наступление этапов органогенеза. Так, Ф.М. Куперман [10] в цикле онтогенеза выделяет XII этапов органогенеза на примере озимой пшеницы, ржи и других зерновых колосовых культур, рис. 3. Этапы органогенеза связываются с деятельностью меристематической ткани в конусе нарастания надземного побега. На каждом этапе органогенеза выдвигаются свои требования к состоянию факторов внешней среды. В этом смысле можно говорить об оптимальных значениях факторов света, тепла, влаги, питания для каждого этапа органогенеза. То есть, требования к состоянию факторов внешней среды для того либо иного вида, сорта растений имеют свое движение на протяжении онтогенеза, при последовательной смене одного этапа развития за другим. Тогда длительность каждого

этапа органогенеза определится напряжением складывающихся, наиболее значимых факторов внешней среды и требованиями к их оптимальности на каждом этапе.

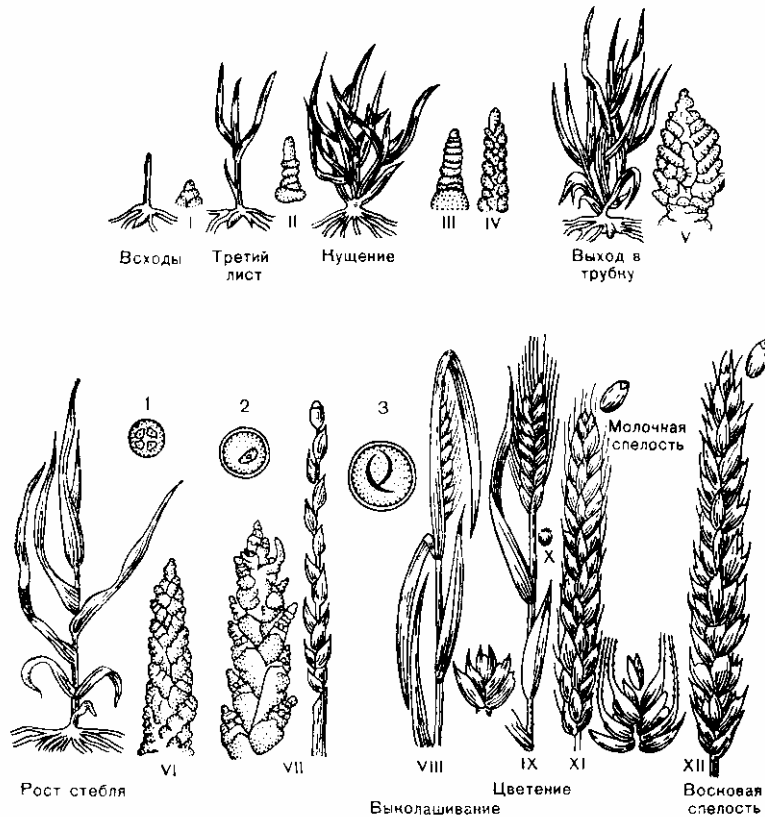


Рис. 3 – Фазы развития и XII этапов органогенеза озимой пшеницы (данные из [8]).

Исходя из таких представлений, становится ясно, что существуют как минимум две шкалы времени: физическое или календарное время, по отношению к которому мы фиксируем события, проходящие в организме растения и биологическое время, которое растягивается или сжимается по отношению к физическому времени. При этом, по отношению к системе отсчета, связанной с организмом растения, биологическое время всегда движется равномерно. Мы предлагаем рассмотреть движения биологического времени на уровне целого организма растения. Временные процессы мы будем связывать с материальными процессами организма растения: ростом живой биомассы, фотосинтезом, дыханием. То есть, мы будем рассматривать биологическое время по отношению к массе организма растения, по отношению к величине выхода фотосинтеза, по отношению к величине фотодыхания и дыхания поддержания. Все эти величины тем либо иным способом могут быть измерены экспериментально или рассчитаны на основе длиннопериодных динамических моделей продукционного процесса растений, которые позволяют рассматривать перечисленные процессы в динамике за весь онтогенез с учетом влияния факторов внешней среды [11, 12, 13, 14, 15].

Общая биомасса целого организма растения складывается из приростов биомассы за каждый шаг роста. Временная величина шага является бесконечно малой величиной, поэтому уравнение роста биомассы, в общем виде записывается следующим образом

$$M = \int_{t_n}^{t_k} dM, \quad (3)$$

где  $M$  – общая биомасса посева растений;  $dM$  – прирост биомассы за бесконечно малый шаг роста;  $t_n$  – момент начала роста;  $t_k$  – момент завершения роста.

Дифференциальная форма этого уравнения, согласно исследованиям [16] имеет вид

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d\Phi}{dt} - \frac{dR}{dt}, \quad (4)$$

где  $\frac{d\Phi}{dt}$  – скорость процесса фотосинтеза растений;  $\frac{dR}{dt}$  – скорость процесса дыхания растений;  $t$  – физическое время. Дифференциальная форма (4) показывает, что прирост общей сухой биомассы посева растений определяется его газообменом: балансом процессов фотосинтеза и дыхания целого организма растения. Как мы уже отмечали, существует две системы отсчета времени, поэтому в уравнении (4) (а также (3)) будем рассматривать процессы фотосинтеза и дыхания по отношению к биологической оси времени

$$\frac{dM}{dT} = \frac{d\Phi}{dT} - \frac{dR}{dT}, \quad (5)$$

где  $T$  – биологическое время. Правомерность такой замены шкалы времени обеспечивается тем, что ранее такая замена уже была осуществлена на основе метода сумм эффективных температур А.Н.Полевым [13] при расчете логистической кривой роста и других процессов растений. Если рассматривать фотосинтез и дыхание как два противоположных, равноправных процесса, уравнения (1) и (2), то мы уже получаем пространство двух переменных биологического времени. То есть, мы можем рассматривать двухмерное временное многообразие вложенное, например, в трехмерное пространство. При этом первая переменная времени относится к процессу фотосинтеза, а вторая переменная времени относится к процессу дыхания. При исследовании уравнений (3) и (5) мы будем использовать аппарат дифференциальных форм, изложенный в работах [17, 18, 19]. Мы будем рассматривать дифференциальную форму  $dM$ , то есть приросты общей сухой биомассы. Эта форма определяется балансом процессов газообмена: фотосинтеза и дыхания. Согласно теореме Стокса для областей с регулярной границей [19] мы можем записать

$$\int_D dM = \int_{\partial D} \omega, \quad (6)$$

где  $D$  – временная область определения дифференциальной формы  $dM$ ;  $\partial D$  – регулярная граница временной области. Если рассматривать самый простой, тривиальный случай в этом уравнении, то по формуле Ньютона-Лейбница мы получаем уравнение (3), где временная область  $D$  представляет собой ориентируемый отрезок биологического времени от начала роста до его завершения. Концевые точки этого отрезка являются его границей  $\partial D$ , а внутренность отрезка – областью определения. В таком случае нет подразделения формы  $dM$  на составляющие её процессы и для расчета по такому уравнению мы должны ввести в рассмотрение логистическую кривую роста общей сухой биомассы растений и по отношению к таковой рассматривать процессы биологического времени.

В двухмерном случае уравнения (6) мы однозначно получаем подразделение формы  $\omega$  на процессы фотосинтеза и дыхания по формуле Грина [19]



$$\iint_D \left( \frac{\partial \Phi}{\partial T_\phi} - \frac{\partial R}{\partial T_r} \right) dT_\phi dT_r = \int_{\partial D} R dT_\phi + \Phi dT_r, \quad (7)$$

где  $T_\phi$  – первая координата биологического времени для процесса фотосинтеза;  $T_r$  – вторая координата биологического времени для процесса дыхания. По уравнению (7) мы получили подразделение приростов общей сухой биомассы  $dM$  на процессы фотосинтеза и дыхания, определяющие её газообмен. Такое подразделение обеспечивается существованием биологического двухмерного временного образования. В левой части уравнения (7) мы видим тот процесс газообмена, который мы фиксируем в экспериментальных исследованиях, при этом существенна противоположная направленность этих двух процессов. В правой части уравнения (7) мы видим, что фотосинтез и дыхание – это два одинаковых процесса для системы отсчета, связанной с организмом растения. Таким образом, процессы фотосинтеза и дыхания тесно взаимосвязаны процессами течения биологического времени. При этом, по уравнению (7) ясно, что двухмерное временное многообразие (например, временная поверхность) вложено в двухмерное временное пространство, например в  $R^2$ . Заметим, что по уравнению (7) нет подразделения процесса дыхания на его составляющие, а как мы знаем, процесс дыхания подразделяется на дыхание поддержания и фотодыхание [20]. По этому уравнению (7) процесс фотосинтеза и процесс дыхания – это функции координат биологической временной точки:  $\Phi(T_\phi, T_r)$ ,  $R(T_\phi, T_r)$ . На этом основании мы можем изучать процессы биологического времени на основе течения процессов фотосинтеза и дыхания в онтогенезе растений в пространстве  $R^2$ .

Рассмотрим трехмерный случай уравнения дифференциальной формы (6), при этом будем опираться на линейную дифференциальную форму в евклидовом временном пространстве [18]

$$\omega = \Phi dT_\phi + R_g dT_g + R_m dT_m, \quad (8)$$

где  $\Phi$  – процесс (функция) фотосинтеза;  $R_g$  – процесс (функция) дыхания роста;  $R_m$  – процесс (функция) дыхания поддержания;  $T$  – точка биологического временного пространства  $T=(T_\phi, T_g, T_m)$ . Здесь, как и прежде имеет значение номер, порядок биологических временных координат. Можно считать, что функции  $\Phi$ ,  $R_g$ ,  $R_m$ , изменяющиеся в онтогенезе, определяют вектор

$$\mathbf{P}_{\max}(T) = \{\Phi(T), R_g(T), R_m(T)\}, \quad (9)$$

где функции фотосинтеза  $\Phi(T)$ , фотодыхания  $R_g(T)$ , дыхания поддержания  $R_m(T)$  являются функциями биологической временной точки  $T=(T_\phi, T_g, T_m)$ . Вектор  $\mathbf{P}_{\max}(T)$  соответствует принципу максимальной продуктивности Х.Г. Тооминга [21]:

$$F_c(L, t) \rightarrow \max, \quad (10)$$

где  $F_c(L, t)$  – газообмен  $CO_2$  посева растений. Согласно принципу максимальной продуктивности, адаптация растений и фитоценоза направлена на обеспечение максимально возможного газообмена  $CO_2$  в данных условиях среды. Отметим, что вектор  $\mathbf{P}_{\max}(T)$  закономерно изменяется в течении онтогенеза в соответствии с определяющими его процессами течения биологического времени и поэтому обеспечивает максимальный газообмен растения.

Теперь проведем внешнее дифференцирование формы  $\omega$  (8), тогда мы получим формулу Стокса для двухмерного временного биологического многообразия, вложенного в трехмерное биологическое временное пространство

$$\int_{\partial D} \Phi dT_\phi + R_g dT_g + R_m dT_m =$$

$$= \iint_D \left( \frac{\partial R_g}{\partial T_\phi} - \frac{\partial \Phi}{\partial T_g} \right) dT_\phi dT_g + \left( \frac{\partial R_m}{\partial T_g} - \frac{\partial R_g}{\partial T_m} \right) dT_g dT_m + \left( \frac{\partial \Phi}{\partial T_m} - \frac{\partial R_m}{\partial T_\phi} \right) dT_m dT_\phi \quad (11)$$

где  $\partial D$  – гладкая временная кривая во временном пространстве, ограничивающая временную поверхность;  $D$  – временная поверхность во временном пространстве. При таком подходе, мы рассматриваем внутреннее временное пространство организма растения.

То есть мы получили ротор (вихрь) вектора  $\mathbf{P}_{max}(T)$

$$rot \mathbf{P}_{max} = \left\{ \left( \frac{\partial R_g}{\partial T_\phi} - \frac{\partial \Phi}{\partial T_g} \right); \left( \frac{\partial R_m}{\partial T_g} - \frac{\partial R_g}{\partial T_m} \right); \left( \frac{\partial \Phi}{\partial T_m} - \frac{\partial R_m}{\partial T_\phi} \right) \right\}, \quad (12)$$

который показывает поток временного векторного поля через элементарную временную площадку. Если рассматривать величины  $\Phi$ ,  $R_g$ ,  $R_m$  все в нормированном виде тогда ротор  $rot \mathbf{P}_{max}$  покажет изменения движения биологического временного поля для целого организма растения в онтогенезе.

Полученное уравнение (11) говорит о том, что процессы фотосинтеза, фотодыхания и дыхания поддержания для системы отчета, связанной с организмом растения, просто соотносятся друг с другом как одно целое (левая часть уравнения (11)). Движение биологического времени идет по замкнутой траектории и это движение времени обеспечивает цельную систему трех процессов. Правая часть уравнения (11) показывает подразделение цельной системы на три процесса: фотосинтез, фотодыхание и дыхание поддержания. Правая часть уравнения (11) – это то, что мы наблюдаем в экспериментальных исследованиях растений. Согласно уравнению (11) становится ясна роль фотодыхания и дыхания поддержания – наряду с фотосинтезом эти процессы обеспечивают вращение биологического временного поля в организме растения.

Полученное соотношение (11) говорит о том, что процессы фотосинтеза и дыхания (газообмена) однозначно определяют скорость течения биологического времени, или, точнее наоборот – движения биологического временного поля обеспечивает свое проявление как процесс фотосинтеза, фотодыхания и дыхания поддержания для случая трехмерного пространства. Отметим так же и то, что согласно исследованиям И.А. Аршавского [22] существует «энергетическое правило поверхности», то есть в организме растения присутствует некоторая поверхность. Более того, при таких временных изменениях нельзя ожидать выполнения классических физических законов. Вывод, сделанный И.А. Аршавским подтверждает это: «Данные наших исследований позволили прийти к заключению, что живые системы не подчиняются не только законам равновесной, но и неравновесной термодинамики. Более того, живые системы вообще не подчиняются второму принципу термодинамики» [22].

Теперь приведем систему дифференциальных уравнений электромагнитного поля согласно теории Максвелла [23, 24, 25]:

$$\left. \begin{array}{ll} 1. \operatorname{div} \mathbf{D} = 4\pi\rho, & 2. \operatorname{div} \mathbf{B} = 0, \\ 3. \operatorname{rot} \mathbf{H} = \frac{4\pi}{c} \left( \mathbf{j} + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right), & 4. \operatorname{rot} \mathbf{E} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \end{array} \right\} \quad (13)$$

исходя их которых, электромагнитное поле в каждой точке в каждый момент времени определяется четырьмя величинами: векторами  $\mathbf{H}$  и  $\mathbf{D}$ , характеризующими

электрическое поле, и векторами  $\mathbf{E}$  и  $\mathbf{B}$ , характеризующими магнитное поле. В уравнениях электромагнитного поля, помимо этих четырех векторов, фигурируют еще две величины: плотность заряда  $\rho$  и плотность тока  $\mathbf{j}$ ; они характеризуют источники поля – заряды и токи, наличие которых приводит к возбуждению поля в окружающем пространстве, (см. [23, 24, 25]). При этом здесь  $c$  – скорость света в пустоте, равная  $2.998 \cdot 10^{10}$  см/с  $\approx 3 \cdot 10^{10}$  см/с. Приведенная система уравнений справедлива для электромагнитных полей в любых средах. Эти уравнения дополняются материальными уравнениями, учитывающими соотношение между векторами  $\mathbf{E}$ ,  $\mathbf{D}$ ,  $\mathbf{B}$ ,  $\mathbf{H}$  и  $\mathbf{j}$ . Можно записать эти уравнения при помощи трех констант  $\sigma$  (электропроводность),  $\epsilon$  (диэлектрическая проницаемость) и  $\mu$  (магнитная проницаемость):

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}, \quad \mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad \mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}. \quad (14)$$

Таким образом, система уравнений (13) вместе с материальными уравнениями (14) описывают макроскопическое электромагнитное поле.

Нам остается сопоставить полученный ротор биологического временного поля (12) с уравнениями 3 и 4 системы уравнений Максвелла (13):

$$\text{rot} \mathbf{P}_{\max} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}. \quad (14)$$

$$\text{rot} \mathbf{P}_{\max} = \text{rot} \mathbf{E}. \quad (15)$$

Эти уравнения описывают вихрь биологического временного поля в зависимости от приходящего электромагнитного поля на различных уровнях иерархии организма растения. При этом, свет попадает в такую ловушку как вихрь биологического временного поля. Таким образом, с учетом теории Максвелла мы можем так же рассчитать вихрь биологического временного поля и таким способом.

**Результаты исследования и их анализ.** На основе динамической модели продукционного процесса подсолнечника [26] мы получили оценки фотосинтеза  $\Phi$ , фотодыхания  $R_g$ , и дыхания поддержания  $R_m$ , закономерно изменяющиеся в онтогенезе подсолнечника. Отметим, что величины  $\Phi$ ,  $R_g$ ,  $R_m$  являются не скоростями, а интегральными характеристиками рассматриваемых процессов. Кроме того, мы нормировали величины  $\Phi$ ,  $R_g$ ,  $R_m$  по отношению к максимальной величине  $\Phi$  и построили годограф вектора  $\mathbf{P}_{\max}(T)$  (9) для трехмерного временного пространства организма растения, рис. 4. Годограф вектора  $\mathbf{P}_{\max}(T)$  показывает изменения этого вектора в онтогенезе, если его начало отложить от нулевой точки системы биологических временных координат. На основании полученных данных, рис.4, можно заключить, что происходит поступательное и вращательное движение биологического временного поля в течении онтогенеза растения. Скорости этих движений зависят от генотипа растения и напряженности факторов внешней среды.

Физический смысл ротора биологического временного поля можно пояснить следующим образом. Рассмотрим векторное поле биологического времени как поле скоростей движущейся жидкости. Поместим в таком потоке, в определенной его точке, бесконечно малое колесико с лопастями. Под воздействием потока такое колесико будет вращаться с некоторой скоростью. Будем считать такое колесико бесконечно малым. Тогда, на основании [27], скорость вращения биологического временного поля будет равна

$$v_{\max} = \frac{H}{2} |\text{rot} \mathbf{P}_{\max}|, \quad (13)$$

где  $v_{\max}$  – линейная скорость вращения колесика, то есть вращения биологического временного поля;  $H$  – конечный радиус колесика.

Но  $v_{\max}/H$  – это величина угловой скорости  $z$  колесика. Тогда полученный ротор биологического временного поля (12) определяет удвоенную угловую скорость вращения

колесика, то есть углового вращения временного поля в данной биологической временной точке

$$|\text{rot}\mathbf{P}_{\max}| = 2z. \quad (14)$$

Угловое вращение биологического временного поля рассматривается как вращение некоторого вектора скорости движения поля. При этом, с постоянным движением физического времени и прохождения процессов фотосинтеза и двух составляющих дыхания будет меняться ротор  $\text{rot}\mathbf{P}_{\max}$ .

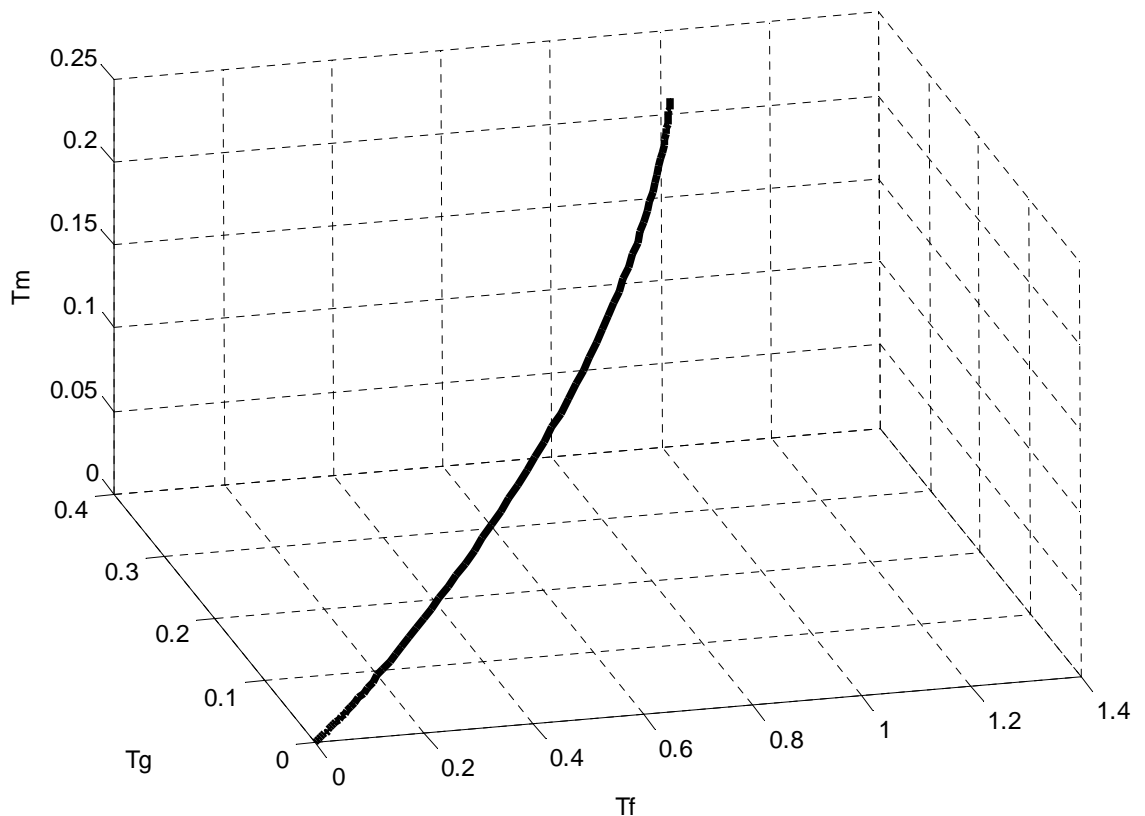


Рис. 4 - Годограф ротора биологического временного поля в онтогенезе подсолнечника для среднеголетних агрометеорологических условий Одесской области:  $T_f$  – биологическая временная координата фотосинтеза;  $T_g$  – биологическая временная координата фотодыхания;  $T_m$  – биологическая временная координата дыхания поддержания.

**Выводы.** На основании данной работы можно сделать заключение, что поступающие электромагнитные волны (свет) попадают в ловушку колеблющегося биологического временного поля внутри организма растения.

#### Список литературы

1. Мусієнко М.М. Екологія рослин. – Київ: „Либідь”, - 2006, - 431 С.
2. Фотосинтез. Под ред. Говинджи. – Москва: „Мир”, - 1987, Т. 1, - 727 С.
3. Фотосинтез. Под ред. Говинджи. – Москва: „Мир”, - 1987, Т. 2, - 470 С.
4. Слифкин М. Роль взаимодействий с переносом заряда в биологии. В кн.: Молекулярные взаимодействия. – Москва: „Мир”, - 1984, - С. 272 – 305.
5. Полевой В.В. Физиология растений. – Москва: „Высшая школа”, - 1989, - 464 С.

6. *Руководство по агрометеорологическим прогнозам.* – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1984, Т. 1, - 309 С.
7. *Руководство по агрометеорологическим прогнозам.* – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1984, Т. 2, - 264 С.
8. *Уланова Е.С.* Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1975, - 302 С.
9. *Дмитренко В.П.* О совместном учете влияния факторов внешней среды на продолжительность межфазных периодов растений. // Труды УкрНИГМИ, - 1987, Вып. 223, С. 3 – 23.
10. *Куперман Ф.М., Дворянkin Ф.А., Ростовцева З.П., Ржанова Е.И.* Этапы формирования органов плодоношения злаков. Из-во Московского университета, - 1955, - 319 С.
11. *Галямин Е.П.* Оптимизация оперативного распределения водных ресурсов в орошении. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1981, - 272 С.
12. *Сиротенко О.Д.* Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1981, - 167 С.
13. *Полевой А.Н.* Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1983, - 175 С.
14. *Франс Дж., Торнли Дж.Х.М.* Математические модели в сельском хозяйстве. – Москва: Агропромиздат, - 1987, - 400 С.
15. *Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур.* Под ред. Ф.В.Т. Пеннинга де Фриза и Х.Х. ван Лаара. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1986, - 320 С.
16. *Davidson J.L., Philip J.R.* Light and pasture growth. –In.: Climatology and microclimatology. UNESCO, 1958, P.181-187.
17. *Арнольд В.И.* Математические методы классической механики. – Москва: «Наука», - 1989, -472 С.
18. *Ефимов Н.В.* Введение в теорию внешних форм. – Москва: «Наука», - 1977, -86 С.
19. *Постников М.М.* Гладкие многообразия. – Москва: «Наука», - 1987, -478 С.
20. *McCree K.J.* An equation for the rate of respiration of white clover plants grown under controlled condition. –In.: Prediction and measurement of photosynthetic productivity. - Wageningen: 1970, P.221-229.
21. *Тооминг Х.Г.* Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Ленинград: Гидрометеиздат, - 1984, -264 С.
22. *Ариавский И.А.* Механизмы онто- и гетерогенеза. // Онтогенез, 1995, т. 26, № 6, С.481-488.
23. *Тамм И.Е.* Основы теории электричества. – Москва: „Наука”, - 1989, - 504 С.
24. *Калитеевский Н.И.* Волновая оптика. – Москва: „Наука”, - 1971, - 376 С.
25. *Вайнштейн Л.А.* Электромагнитные волны. – Москва: „Радио и связь”, - 1988, - 440 С.
26. *Наумов М.М.* Динамическая модель продукционного процесса подсолнечника. // Метеорология и гидрология, - 2006, № 6, С. 104 -110.
27. *Будак Б.М., Фомин С.В.* Кратные интегралы и ряды. – Москва: «Наука», - 1967, -607 С.

### **Ротор біологічного часового поля рослин і електромагнітна теорія Максвелла Наумов М.М.**

*Була запропонована теорія біологічного часового поля, здатна об'єднати або «працювати» на різних рівнях ієрархії організації процесів фотосинтезу, фотодихання і дихання підтримки. Виходячи з теорії, природним чином здійснюється підрозділ продукційного процесу рослин на фотосинтез, фотодихання і дихання підтримки. Стає ясна роль фотодихання – це процес, що забезпечує нерозривний зв'язок рухів біологічного часового поля. Чинник біологічного часового поля є об'єднуючою ланкою на різних рівнях ієрархії біологічних процесів рослини.*

**Ключові слова:** фотосинтез, дихання, біологічний час, зовнішнє середовище, ротор, продукційний процес, ріст, розвиток.

### **Rotor of the biological time field of plants and electromagnetic theory of Maxwell Naumov M.M.**

*The theory of the biological temporal field, able to unite or «work» at a different level of hierarchy of organization of processes of photosynthesis, photorespiration and respiration of maintenance, is offered. Coming from a theory, by natural appearance the subdivision of productional process of plants on photosynthesis, photorespiration and respiration of maintenance is carried out. Becomes a photorespiration role is clear – it is a process providing indissoluble communication of motions of the biological temporal field. The factor of the biological temporal field is an uniting link at a different level of hierarchy of biological processes of plant.*

**Keywords:** photosynthesis, respiration, biological time, an environment, a rotor, productional process, growth, development.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПРОЦЕСС ПРОРАСТАНИЯ СЕМЯН ОЗИМОЙ ПШЕНИЦЫ

*Предлагается моделирование процессов поглощения влаги семенем, гидролиза запасных веществ, роста зародышевых корней и листков, состояние растений озимой пшеницы на фазу всходов.*

**Ключевые слова:** зерновка, влага, диффузия, гидролиз, рост, температура почвы, влажность почвы, проросток, корни.

Процесс появления всходов из зародыша зерновки, заделанной в почву, очень сложен. Главный побег злака начинает жизнь в фазе проростка в форме зародышевого побега. Прорастанию предшествует набухание, связанное с проникновением воды внутрь зерновки. Предложены различной степени сложности модели для описания этого процесса [3, 8, 9, 12, 14, 15, 16].

**Целью** нашего исследования является моделирование первого периода в жизнедеятельности озимой пшеницы – периода прорастания семян как процесс перехода семян под влиянием агрометеорологических условий из состояния покоя к активной жизнедеятельности – рост колеоптиле, зародышевых корней и формирование всходов.

**Результаты исследования.** Начало возобновления ростовой деятельности в зародыше зерновки начинается при ее набухании. Набухание зерновки может начаться уже при влажности почвы, равной ее удвоенной гигроскопичности [6]. Зародыш и эндосперм зерновки, поглощающие различное количество воды [2], способны набухать при температуре 0–2 °С [7]. При влажности почвы 60 % НВ и при температуре почвы 10–12 °С семена озимой пшеницы прорастают на третий день, а при температуре 3–6 °С – только на 15-й день; температура выше 24 °С неблагоприятна для прорастания семян [5].

Поглощение воды семенем определяется разностью водных потенциалов семени и почвы на глубине заделки семян. Поступление влаги в семена с учетом исследований [10, 11, 13, 14] описывается уравнением

$$\frac{dW_{сем}}{dt} = S_{сем} \cdot P_{сем} \left[ \exp\left(-\frac{E_{сем}}{R_{const} \cdot t_n}\right) \right] \cdot (\Theta_n - \Theta_{сем}), \quad (1)$$

где  $\frac{dW_{сем}}{dt}$  – поток влаги поступающей в семена;  $S_{сем}$  – поглощающая поверхность

семени;  $P_{сем}$  – проницаемость оболочки семени;  $E_{сем}$  – энергия активации диффузии;

$R_{const}$  – газовая постоянная;  $t_n$  – температура почвы на глубине заделки семян;

$\Theta_n$  – водный потенциал почвы;  $\Theta_{сем}$  – водный потенциал семени.

С набуханием семян возрастает интенсивность их дыхания и при достижении некоторого критического уровня оводнённости семени на фоне определенного уровня температуры почвы на глубине заделки семян активизируется деятельность ферментов, которые превращают крахмал и запасные белки эндосперма семени в растворимые соединения. Их количество определяется интенсивностью процессов гидролиза запасных веществ семени, который может быть описан уравнением вида

$$\frac{dm_{сем}^{гидр}}{dt} = K_{сем}^{гидр} \cdot m_{сем} \cdot k_{сем}(t_n), \quad (2)$$

где  $\frac{dm_{сем}^{гидр}}{dt}$  – скорость гидролиза запасных веществ семени;  $K_{сем}^{гидр}$  – коэффициент скорости гидролиза;  $m_{сем}$  – масса семени;  $k_{сем}(t_n)$  – функция влияния температуры почвы на глубине заделки семян на скорость гидролиза запасных веществ семени, которая определена в виде

$$f(t) = \begin{cases} 0,058 + 0,773x_1 - 1,913x_1^2 + 5,4x_1^3 - 3,322x_1^4 & \text{при } t < t_{opt1} \\ 1 & \text{при } t_{opt1} \leq t \leq t_{opt2} \\ -11,47 + 29,87x_2 - 22,83x_2^2 + 5,43x_2^3 & \text{при } t > t_{opt2} \end{cases}, \quad (3)$$

где  $t$  – температура почвы, °C;

$$x_1 \text{ и } x_2 \text{ – коэффициенты: } x_1 = \frac{t - t_{min}}{t_{opt1} - t_{min}}; \quad x_2 = \frac{t - t_{opt2}}{t_{max} - t_{opt2}},$$

$t_{min}$ ,  $t_{max}$  – минимальные и максимальные значения температуры, при которых начинается и прекращается рассматриваемый процесс жизнедеятельности, °C;

$t_{opt1}$ ,  $t_{opt2}$  – верхняя и нижняя границы температурного оптимума для протекания процесса.

Образующиеся в процессе гидролиза питательные вещества расходуются на дыхание семени и растущих осевых органов (проростка)

$$\frac{dR_{сем}}{dt} = c_m m_{сем} Q_R(t_n), \quad (4)$$

где  $\frac{dR_{сем}}{dt}$  – затраты на дыхание семени;

$c_m$  – коэффициент затрат на дыхание поддержания;

$Q_R(t_n)$  – функция влияния температуры почвы на глубине заделки семян на интенсивность дыхания семени.

Оставшаяся от затрат на дыхание часть питательных веществ составляет резерв для роста зародышевых корней и колеоптиле

$$\frac{dm_{сем}^{рез}}{dt} = \frac{dm_{сем}^{гидр}}{dt} - \frac{dR_{сем}}{dt}, \quad (5)$$

где  $\frac{dm_{сем}^{рез}}{dt}$  – резерв питательных веществ семени.

Питательные вещества эндосперма перемещаются к главному корню зародыша, что вызывает начало растяжения клеток в главном корне зародыша. В результате роста главный корень зародыша, прорвав колеоризу и оболочку семени, углубляется в почву и начинает поглощать влагу и минеральные вещества почвенного раствора. Возобновляется жизнедеятельность в колеоптиле и в почке зародыша – главный побег растения озимой пшеницы продолжает рост в фазе проростка (проросшего семени). Рост зародышевых корней и колеоптиле опишем уравнениями вида:

$$\frac{dm_{col}}{dt} = \gamma_{col} \frac{dm_{сем}^{pez}}{dt} - \frac{dR_{col}}{dt}; \quad (6)$$

$$\frac{dm_{r(з.к.)}}{dt} = (1 - \gamma_{col}) \frac{dm_{сем}^{pez}}{dt} - \frac{dR_{r(з.к.)}}{dt}, \quad (7)$$

где  $\frac{dm_{col}}{dt}$ ,  $\frac{dm_{r(з.к.)}}{dt}$  – скорость распределения резервных питательных веществ семени соответственно в колеоптиле и зародышевые корни;

$\frac{dR_{col}}{dt}$ ,  $\frac{dR_{r(з.к.)}}{dt}$  – затраты на дыхание растущих колеоптиле и зародышевых корней;

$\gamma_{col}$  – функция распределения резервных питательных веществ в колеоптиле.

Будем полагать, что колеоптиле представляет собой круглый прямой конус "шильце" с постоянным радиусом основания и постоянной удельной плотностью растительной массы. Тогда, скорость удлинения колеоптиле можно описать как функцию накопления его массы с учетом механического сопротивления почвы, определяемого плотностью почвы  $\rho_n$  и ее увлажнением

$$\frac{dH_{col}}{dt} = \left( \frac{dm_{col}}{dt} \cdot \frac{1}{\rho_{col}} \right) \frac{3}{\pi r_{col}^2} k_{col}(\rho_n) k_{col}(W_n), \quad (8)$$

где  $\frac{dH_{col}}{dt}$  – скорость роста колеоптиле в длину;

$\rho_{col}$  – удельная плотность растительной массы колеоптиле;

$r_{col}$  – радиус основания колеоптиле;

$k_{col}(\rho_n)$  – функция влияния плотности почвы на рост колеоптиле описывается

формулой вида

$$k_{col}(\rho_n) = 3,725 - 4,465\rho_n + 1,674\rho_n^2 - 0,177\rho_n^3, \quad (9)$$

где  $\rho_n$  – плотность почвы, г·см<sup>-3</sup>;  $k_{col}(W_n)$  – функция влияния влажности верхних слоев почвы на удлинение колеоптиле, которая получена в виде

$$f(W) = 0,020 + 2,602x_6 - 2,593x_6^2 + 0,977x_6^3, \quad (10)$$

где  $x_6 = \frac{W}{W_{opt1}}$ :  $W$  – запасы продуктивной влаги в почве, мм;  $W_{opt1}$  – нижняя граница оптимального увлажнения.

Если длина колеоптиле  $H_{col}$  превысит глубину заделки семян  $H_{з.с.}$ , т.е. наблюдается условие  $H_{col} > H_{з.с.}$ , то это состояние определяется как фаза всходов. Колеоптиле прекращает свой рост, а через его верхушку на дневную поверхность выносятся первый зеленый лист.

Система уравнений (1) – (10) описывает состояние растений на фазу всходов (размеры массы проростка и зародышевых корней).

Наряду с рассмотренными выше, формирование полноты всходов определяется и другими факторами, среди которых важную роль играет также качество посевного материала и варьирование глубины заделки семян в зависимости от микрорельефа почвы. Исходя из этого, нельзя ожидать, что умножение размеров массы проростка и зародышевых корней на норму высева, позволит без погрешности определить



параметры растительного покрова на единицу площади в фазу всходов. Необходимо привлечение дополнительной информации о полевой всхожести семян. Уравнение позволяющее определить эту характеристику имеет вид [4]

$$k_{\text{сем}}^{n.всх.} = \frac{W_{0-20}}{a + bW_{0-20}}, \quad (11)$$

где  $k_{\text{сем}}^{n.всх.}$  – коэффициент полевой всхожести семян;

$W_{0-20}$  – влажность почвы в пахотном слое;

$a$  и  $b$  – коэффициенты, определяемые глубиной заделки семян:

$$a = 2,1 + 0,29(H_{з.с.})^2; \quad (12)$$

$$b = 1,03 - 0,0127(H_{з.с.})^2. \quad (13)$$

Число растений на единицу площади  $N_{\text{раст}}$  определяем как произведение нормы высева  $N_1$  на коэффициент полевой всхожести семян. Размеры надземной массы и корней растений определяем по соотношениям:

$$m_l = k_{\text{сем}}^{n.всх.} N_1 \cdot m_{\text{col}}; \quad (14)$$

$$m_r = k_{\text{сем}}^{n.всх.} N_1 \cdot m_{r(з.к.)}, \quad (15)$$

где  $m_l$  – масса листьев.

*При идентификации параметров* предложенной нами динамической модели формирования урожая озимой пшеницы [1] реализованы три принципа их определения: декомпозиция модели; разделение параметров в зависимости от их функционального назначения на три группы; использование экспериментальной информации, относящейся к различным по водно-температурным режимам вегетационным периодам.

Идентификация параметров модели проводилась на основе экспериментальных данных автора, полученных в 1979–1992 гг, материалов массовых агрометеорологических наблюдений за культурой озимой пшеницы и агрометеорологическими особенностями ее выращивания в сети агро- и гидрометеорологических станций Украины за 1961–1997 гг., а также литературных источников, относящихся к изучаемой проблеме.

Численные значения параметров модели определялись путем анализа экспериментальных данных, обобщения и осреднения результатов исследований физиологии и экологии растений, использования литературных данных, освещающих физическую сущность изучаемых процессов.

**Выводы.** Таким образом, нами предложена модель прорастания семян озимой пшеницы, позволяющая количественно оценить влияние факторов внешней среды на процесс формирования всходов этой культуры.

Предложено описание процесса поглощения воды семенем, которое определяется разностью водных потенциалов семени и почвы на глубине заделки семян.

Рассматривается, что с набуханием семян возрастает интенсивность их дыхания и при достижении некоторого критического уровня оводненности семени на фоне определенного уровня температуры почвы на глубине заделки семян, активизируются процессы гидролиза запасных веществ семени. Образующиеся в процессе гидролиза питательные вещества расходуются на дыхание семени и растущих осевых органов (проростка). Оставшаяся от затрат на дыхание часть питательных веществ составляет резерв для роста зародышевых корней и колеоптиле. Полагается, что если длина

колеоптиле превысит глубину заделки семян, то это состояние определяется как фаза всходов. Колеоптиле прекращает свой рост, а через его верхушку на дневную поверхность выводится первый зеленый лист. Система уравнений (1) – (15) описывает состояние растений на фазу всходов.

### Список литературы

1. Антоненко В.С. Агрометеорологический мониторинг посевов сельскохозяйственных культур в Украине с применением аэрокосмических методов. – Киев: "АртЭк", 2002. – 307 с.
2. Добрынин Г. М. Рост и формирование хлебных и кормовых злаков. – Л.: Колос, 1969. – 275 с.
3. Долгий–Трач В. А. Динамическая модель формирования всходов зерновых культур //Метеорология и гидрология. – 1988. – № 1. – С. 107–114.
4. Ковтун И. И., Гойса Н. И., Митрофанов Б. А. Оптимизация условий возделывания озимой пшеницы по интенсивной технологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 288 с.
5. Коровин А. И. Биологические основы учета адаптированных реакций растения в динамических моделях формирования урожая //Труды ВНИИСХМ.– 1985.– Вып. 9. – С. 23–28.
6. Кумаков В. А. Физиология яровой пшеницы. – М.: Колос, 1980. – 207с.
7. Куперман Ф. М. Физиология развития, роста и органогенеза пшеницы //Физиология сельскохозяйственных растений. – Изд-во МГУ, 1969. – Т. 4. – С. 7–203.
8. Наумов М. М. Период посев–всходы растений и биологическое время. //Український гідрометеорологічний журнал. – 2006. – № 1. – С. 135 – 140.
9. Немченко О. А., Мусатенко Л. И. Моделирование роста и метаболизма растений на ранних этапах органогенеза //Физиология и биохимия культурных растений. – 1982. – Т. 14. – № 5. – С. 439–445.
10. Павлова В. Н. Моделирование ростовых процессов в период прорастания зерна в рамках моделей "погода–урожай" //Труды ВНИИСХМ. – 1983. – Вып. 8. – С. 28–36.
11. Полевой А. Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
12. Польовий А. М. Динамічна модель проростання насіння та формування сходів зернових культур //Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 75 – 85.
13. Слейчер Р. Водный режим растений. – М.: Мир, 1970. – 365 с.
14. Строганова М. А. Математическое моделирование формирования качества урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 151 с.
15. Строганова М. А., Коровин А. И., Полевой А.Н. Динамическая модель расходования запасов эндосперма семян зерновых культур в процессе прорастания и в период до появления всходов //Сельскохозяйственная биология. – 1983. – № 1. – С. 126–135.
16. Строганова М. А., Сунцева Н. А. Динамическая модель роста проростков зерновых культур в период посев–всходы //Труды ВНИИСХМ. – 1983. – Вып. 8. – С. 36–45.

#### **Моделювання впливу агрометеорологічних умов на процес проростання насіння озимої пшениці.**

**Антоненко В.С.**

*Пропонується моделювання процесів поглинання вологи насінням, гідролізу запасних речовин, росту зародкових коренів та листків, стану рослин озимої пшениці на фазу сходів.*

**Ключові слова:** зернівка, волога, дифузія, гідроліз, ріст, температура ґрунту, вологість ґрунту, паросток, корені.

#### **Modelling of influence of agrometeorological conditions on process of seed germination of the winter wheat.**

**Antonenko V.**

*Modelling processes of absorption of a moisture by a seed, hydrolysis of spare substances, growth of germinal roots and leaves, a condition of plants of a winter wheat on a phase of shoots is offered.*

**Key words:** grain, moisture, diffusion, hydrolysis, growth, temperature of ground, soil moisture, a sprout, roots.

## ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ САХАРНОЙ СВЕКЛЫ

*В работе изложены результаты численных экспериментов и дана количественная оценка влияния температуры и влагообеспеченности на чистую продуктивность фотосинтеза и интенсивность фотосинтеза культуры сахарной свеклы.*

**Ключевые слова:** сахарная свекла, интенсивность фотосинтеза, динамическая модель, чистая продуктивность фотосинтеза, влагообеспеченность.

**Вступление.** Свеклосеяние в Украине началось в начале позапрошлого века с постройки первого сахарного завода в селе Макошино Черниговской губернии, где свеклосахарное производство стало развиваться быстрыми темпами. До этого потреблялся только тростниковый сахар, который ввозили из колониальных стран. После обнаружения в корнеплодах сахарной свеклы сахарозы эта культура приобрела промышленное значение. В нашей стране это единственная культура, из которой вырабатывают сахар [1].

В процессе фотосинтеза аккумулируется энергия и создается органическое вещество, необходимое организму, как для текущей жизнедеятельности, так и для тех периодов, иногда очень длительных, когда фотосинтез невозможен. Фотосинтез является основной составляющей продукционного процесса. Сухая масса урожая сахарной свеклы примерно на 90 – 95% состоит из органического вещества, созданного деятельностью фотосинтетического аппарата [2]. Поэтому получить высокий урожай при низкой интенсивности фотосинтеза вряд ли возможно.

**Материалы и методы исследований.** Фотосинтетическая продуктивность культуры сахарной свеклы определяется погодными условиями, так как для осуществления процесса фотосинтеза необходимо, чтобы температура, освещенность и содержание углекислоты в окружающей среде находились в определенных пределах.

Достаточное обеспечение растений влагой – одно из решающих условий высокой интенсивности фотосинтеза. Недостаток её вызывает замедление фотосинтеза, так как на процессе ассимиляции отрицательно сказывается водный дефицит в листьях, приводящий к нарушению нормального состояния коллоидов плазмы и смыканию устьичных щелей [1].

Между фотосинтезом и водным дефицитом листа существует прямая зависимость. Опытами установлено, что при повышении водного дефицита листьев до 15% интенсивность фотосинтеза мало изменяется. Однако, при дальнейшем росте водного дефицита, интенсивность фотосинтеза существенно снижается, а при потере листом 50-60 % воды этот процесс прекращается. Так, в опытах Х. П. Починка при уменьшении влажности листа до 79,2 % интенсивность фотосинтеза снижалась на 76 % по сравнению с интенсивностью фотосинтеза листа, влажность которого была 82,6 %[3].

Температура оказывает значительное влияние на интенсивность фотосинтеза. В естественных условиях высокая интенсивность света обычно сопровождается и относительно высокой температурой воздуха; последняя усугубляет вредное действие интенсивного света и приводит к возникновению критических периодов, которые негативно влияют на интенсивность фотосинтеза [4].

Дневной ход интенсивности фотосинтеза определяет уровень значений чистой продуктивности фотосинтеза. В течение светлого времени суток меняется не только освещенность, но и температура воздуха и листьев, относительная влажность воздуха,

содержание воды в листьях и другие факторы, влияющие на интенсивность фотосинтеза.

Исследовать фотосинтетическую деятельность посевов культуры сахарной свеклы в различных ситуациях можно с помощью модели формирования урожая. При этом могут быть рассмотрены самые различные сочетания параметров, характеризующих условия произрастания.

Динамические модели продуктивности сельскохозяйственных культур дают возможность исследовать зависимость фотосинтеза и дыхания, прироста растительной массы и урожайности, как от факторов внешней среды (их экстремальных значений и среднего уровня в течение суток, хода в период вегетации), так и от параметров, в значительной мере определяющих структуру самого посева [5].

Долгопериодную динамическую модель роста и развития формирования урожая на примере злаков предложил А.Н. Полевой. Значительный вклад в разработку динамической модели для культуры сахарной свеклы был сделан О.В. Вольвач[6].

По мере поступления новой информации о развитии сельскохозяйственных культур часть параметров моделей корректируется.

В данной статье ставится задача количественно оценить влияние температуры и влагообеспеченности на интенсивность фотосинтеза культуры сахарной свеклы.

**Результаты исследований и их анализ.** Данный численный эксперимент был проведен на основе среднесезонных данных агрометеорологических наблюдений за период с 1961 по 1990 год. С помощью модифицированной модели были рассчитаны основные показатели интенсивности фотосинтеза в реальных условиях внешней среды и чистая продуктивность фотосинтеза культуры сахарной свеклы в условиях Кировоградской области. В результате выполненной работы оказалось возможным дать количественную оценку влияния температуры и влагообеспеченности на интенсивность фотосинтетической деятельности растений в посевах сахарной свеклы. Результаты расчетов представлены в табл.1.

Из табл. 1 видно, как количественно изменяются показатели интенсивности фотосинтеза и чистой продуктивности фотосинтеза в реальных условиях с увеличением среднедекадной температуры воздуха и запасов продуктивной влаги (ЗПВ) в почве в частях от наименьшей влагоемкости (НВ) в слое почвы 0-100 см.

Так, максимальное значение интенсивности фотосинтеза составляет  $8,46 \text{ мгСО}_2/\text{дм}^2 \cdot \text{час}$  при среднедекадном значении температуры воздуха равном  $17-19^\circ\text{C}$  и ЗПВ равном 0,6 от НВ. В свою очередь минимальное значение интенсивности фотосинтеза составляет  $1,2 - 1,3 \text{ мгСО}_2/\text{дм}^2 \cdot \text{час}$  при среднедекадных значениях температуры воздуха равных  $5^\circ\text{C}$  и  $25^\circ\text{C}$  и выше, а ЗПВ равном 0,1 от НВ.

На рис.1 представлен график зависимости интенсивности фотосинтеза в реальных условиях среды от влагообеспеченности и среднедекадной температуры воздуха. Из рисунка видно, что при увеличении среднедекадной температуры воздуха, не зависимо от значения влагообеспеченности, интенсивность фотосинтеза в реальных условиях увеличивается. Максимум интенсивности фотосинтеза приходится на период среднедекадной температуры воздуха соответствующий  $17-19^\circ\text{C}$ , далее, с увеличением температуры интенсивность фотосинтеза значительно уменьшается, достигая минимума при значении среднедекадной температуры воздуха равной  $25^\circ\text{C}$ . Увеличение ЗПВ в почве в частях от наименьшей влагоемкости в слое почвы 0-100 см положительно влияет на интенсивность фотосинтеза. При значении ЗПВ в почве в частях от наименьшей влагоемкости в слое почвы 0-100 см в диапазоне от 0,1 до 0,6, показатели фотосинтеза увеличиваются, а после отметки в 0,6 остаются неизменными.

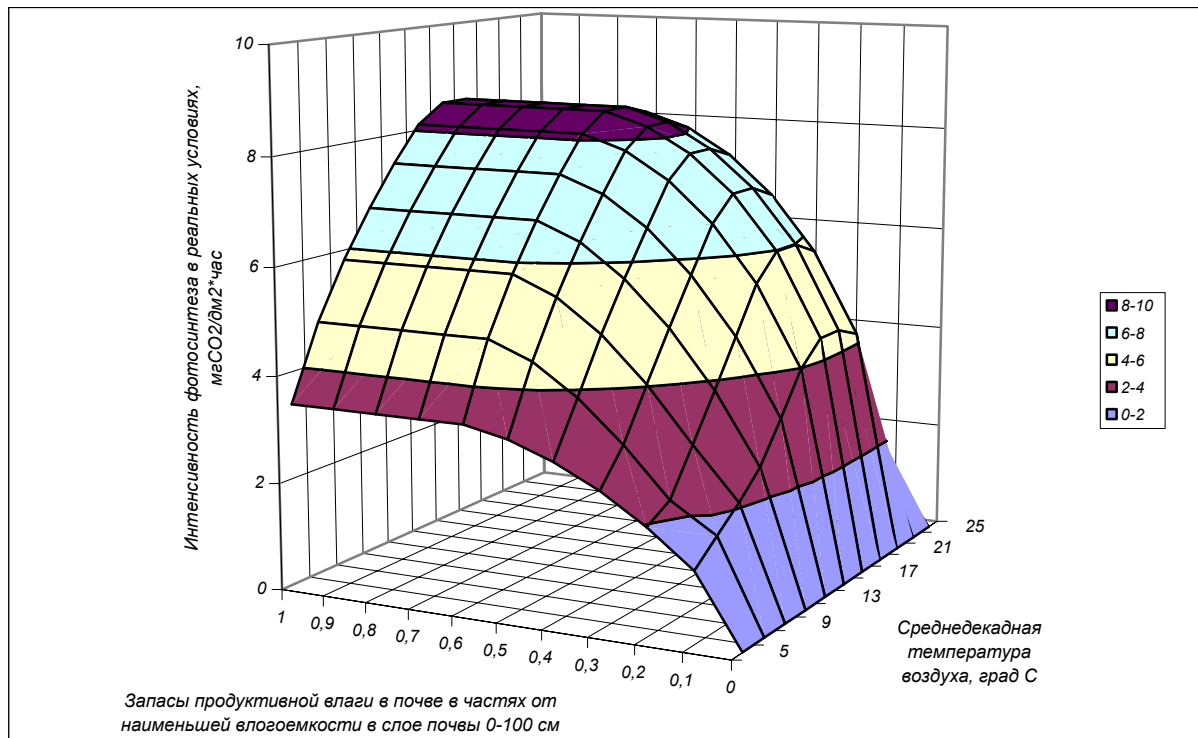


Рис.1 – Зависимость интенсивности фотосинтеза в реальных условиях среды от влагообеспеченности и среднедекадной температуры воздуха.

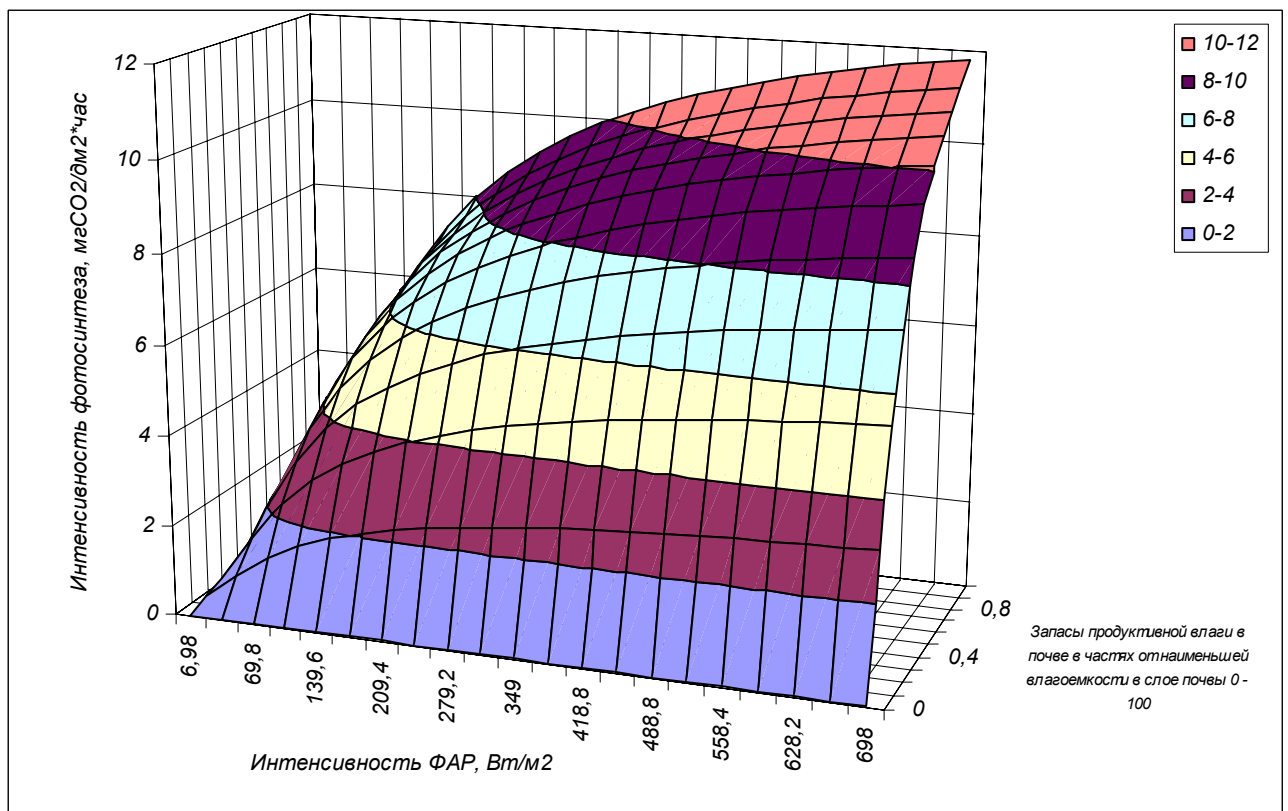


Рис. 2 – Зависимость интенсивности фотосинтеза в реальных условиях среды от интенсивности ФАР и от влагообеспеченности.

Таблица 1. Оценка влияния температуры, влагообеспеченности и интенсивности ФАР на интенсивность фотосинтеза ( $\text{мгСО}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$ ) и чистую продуктивность фотосинтеза ( $\text{г}/\text{м}^2\cdot\text{сутки}$ ) в реальных условиях среды

Интенсивность фотосинтеза в реальных условиях, $\text{мгСО}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$	Запасы продуктивной влаги в почве в частях от наименьшей влагоемкости в слое почвы 0-100 см.	Среднедекадная температура воздуха, °С											
		5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	25	27
0,1		1,31	1,70	2,08	2,53	3,23	3,98	4,40	4,40	4,18	2,31	1,16	1,16
0,2		1,97	2,23	3,03	3,84	4,66	5,51	5,98	5,98	5,73	3,52	1,86	1,86
0,3		2,49	3,12	4,03	4,90	5,74	6,56	7,02	7,02	6,78	4,56	2,44	2,44
0,4		2,92	3,87	4,86	5,73	6,54	7,31	7,73	7,73	7,52	5,39	2,88	2,88
0,5		3,22	4,44	5,47	6,34	7,12	7,83	8,20	8,20	8,01	6,01	3,20	3,20
0,6		3,39	4,77	5,82	6,68	7,44	8,11	8,46	8,46	8,28	6,35	3,38	3,38
0,7		3,39	4,77	5,82	6,68	7,44	8,11	8,46	8,46	8,28	6,35	3,38	3,38
Интенсивность фотосинтеза в реальных условиях, $\text{мгСО}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$	Запасы продуктивной влаги в почве в частях от наименьшей влагоемкости в слое почвы 0-100 см.	Интенсивность ФАР, $\text{Вт}/\text{м}^2$											
		6,98	34,45	69,8	104,7	139,6	174,5	209,4	314,1	418,8	523,5	628,2	698
	0	0,0012	0,005	0,008	0,011	0,012	0,014	0,015	0,017	0,018	0,019	0,02	0,02
	0,1	0,19	0,77	1,27	1,61	1,87	2,07	2,23	2,56	2,76	2,9	2,99	3,05
	0,2	0,33	1,36	2,24	2,87	3,33	3,68	3,96	4,54	4,9	5,14	5,32	5,41
	0,3	0,44	1,81	2,99	3,81	4,43	4,90	5,27	6,04	6,52	6,84	7,07	7,20
	0,4	0,52	2,14	3,53	4,51	5,23	5,79	6,23	7,14	7,71	8,09	8,37	8,51
	0,5	0,57	2,38	3,92	5,01	5,81	6,43	6,92	7,93	8,55	8,98	9,29	9,45
	0,6	0,61	2,54	4,19	5,35	6,21	6,87	7,4	8,48	9,15	9,6	9,93	10,10
	0,7	0,64	2,66	4,39	5,6	6,50	7,19	7,74	8,87	9,57	10,05	10,39	10,57
	0,8	0,66	2,75	4,54	5,8	6,73	7,45	8,02	9,19	9,91	10,4	10,76	10,95
	0,9	0,69	2,85	4,7	6,0	6,97	7,71	8,3	9,51	10,26	10,77	11,14	11,33
1	0,72	2,97	4,91	6,26	7,27	8,04	8,66	9,92	10,7	11,23	11,62	11,82	

На рис.2 представлен график зависимости интенсивности фотосинтеза от влагообеспеченности и интенсивности ФАР. Из рисунка видно, что с увеличением интенсивности ФАР и ЗПВ интенсивность фотосинтеза увеличивается. Максимальное значение показателя интенсивности фотосинтеза составляет  $12.8 \text{ мгСО}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$ , при максимальном значении ЗПВ – 1 и максимальном значении интенсивности ФАР–  $700 \text{ Вт}/\text{м}^2$ .

Максимальное значение чистой продуктивности фотосинтеза составляет  $4,0 \text{ г}/\text{м}^2\cdot\text{сутки}$  при среднедекадном значении температуры воздуха равном  $17-19^\circ\text{C}$  и ЗПВ равном 0,6 от НВ. Нулевое значение чистой продуктивности соответствует периоду среднедекадной температуры воздуха равной  $5-7^\circ\text{C}$  и периоду  $25^\circ\text{C}$  и выше при ЗПВ равном 0,1 от НВ, а также в период  $25^\circ\text{C}$  и выше при ЗПВ равном 0,2 от НВ. Тогда как минимальное значение чистой продуктивности составили  $0,04 \text{ г}/\text{м}^2\cdot\text{сутки}$ , при среднедекадной температуре воздуха  $5^\circ\text{C}$  и ЗПВ равном 0,2 от НВ.

**Выводы.** В результате выполненной работы было изучено влияние температурного показателя, интенсивности ФАР и влагообеспеченности на интенсивность фотосинтетической деятельности растений культуры сахарной свеклы на примере Кировоградской области. Дана количественная оценка интенсивности фотосинтеза при различных агрометеорологических условиях.

Таким образом, наиболее высокая продуктивность культуры сахарной свеклы может быть достигнута при условии, что агроклиматические условия выращивания будут в наибольшей степени соответствовать биологическим требованиям культуры.

#### Список литературы

1. Петров В.А., Зубенко В.Ф. Свекловодство, - 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Агропромиздат, 1985. – 240 с.
2. Частная физиология полевых культур / под ред. Е.И. Кошкина. – М.: КолосС, 2002. – 344с.
3. Гуляев Б.И., Митрофанов Б.А., Борисюк В.А. Фотосинтез, рост и продуктивность сахарной свеклы// В кн.: Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений. – Киев: Наукова думка, 1989. – С.113-139.
3. Физиология сельскохозяйственных растений, Т. VII, / под ред. Б.А.Рубинина. – М.: Московский университет, 1968. – 446с.
4. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур.– Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 176 с.
5. Вольвач О.В. Метод оцінки та прогнозування агрометеорологічних умов формування врожайності цукрового буряку в Україні // Автореф. дис.на соискание уч. степени канд. геогр. наук. – Одеса, 1995. - 18 с.

#### **Вплив агрометеорологічних умов на фотосинтетичну продуктивність цукрового буряку. Костюкєвич Т.К.**

*В роботі були приведені результати чисельних експериментів і дана кількісна оцінка впливу температури та вологозабезпеченості на чисту продуктивність фотосинтезу і інтенсивність фотосинтезу культури цукрового буряка.*

**Ключові слова:** цукровий буряк, інтенсивність фотосинтезу, динамічна модель, чиста продуктивність фотосинтезу, вологозабезпеченість.

#### **Influence of agrometeorologicheskikh terms on photosynthesis productivity of sugar beet.**

**Kostyukevich T.K.**

*In work the results of numeral experiments are expounded and quantitative estimation of influencing of temperature is given and water availability on clean productivity of photosynthesis and intensity of photosynthesis of culture of sugar beet.*

**Keywords:** sugar beet, intensity of photosynthesis, dynamic model, clean productivity of photosynthesis, water availabilities.

## **ПОЧВЕННО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ВОЗДЕЛЫВАНИЯ ПРОСА В УКРАИНЕ**

*Дана оценка обобщенных характеристик почвенно-климатических условий возделывания проса и его продуктивности.*

**Ключевые слова:** *просо, урожай, фотосинтез, продуктивность, почва, климат, влаготемпературный режим.*

**Введение.** Просо относится к числу важнейших культур второй группы хлебных злаков. Просяная крупа, пшено, обладает хорошими вкусовыми качествами, высокими пищевыми достоинствами, легкой развариваемостью и усвояемостью [1].

Широко используется просо как «страховая» культура при пересеве погибших озимых или ранних яровых; оно меньше других зерновых культур страдает от вредителей и болезней, устойчиво к полеганию [2].

Просо является светолюбивым растением и обладает повышенной чувствительностью к ослаблению интенсивности освещения. Эта чувствительность особенно проявляется в период формирования половых клеток, что при недостаточном освещении приводит к значительной стерильности цветков и часто является определяющим в создании урожая.

В отличие от других злаков зерновых культур потребление элементов питания просом продолжается почти до самого созревания. При этом на ранних этапах развития (всходы и кущение) растения проса усваивают азотистых соединений больше, чем калийных и фосфорных, в период кущения и цветения они особенно много потребляют калия.

Потребление фосфора просом по фазам развития проходит более равномерно, чем потребление калия, хотя в первые шесть недель усваивается менее 10% всего количества фосфорных соединений. В связи с интенсивным ростом надземной массы и формированием вегетативных органов больше всего питательных веществ потребляется просом во второй период развития (кущение-цветение).

Положительное влияние азотистых удобрений проявляется не только в повышении урожая, но и в увеличении содержания азотистых соединений в зерне. Просо очень отзывчиво на внесение органических и минеральных удобрений [3].

**Материалы и методы исследования.** В качестве исходной информации использовались данные агрометеорологических наблюдений на сети гидрометеорологических и агрометеорологических станций Гидрометслужбы Украины.

В качестве теоретической основы исследования использована базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур [4], которая была адаптирована и модифицирована нами применительно к культуре проса.

С помощью этой модели нами для каждой области Украины на основе среднесезонных метеорологических и агрометеорологических данных, а также с использованием информации о внесении органических и минеральных удобрений, были выполнены расчеты по оценке почвенно-климатических ресурсов возделывания проса.

**Результаты исследований и их анализ.** Увеличение потенциальной урожайности общей биомассы за декаду определяется в зависимости от интенсивности



фотосинтетически активной радиации (ФАР) и биологических особенностей культуры с учетом изменения способности растений к фотосинтезу на протяжении вегетации

$$\frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} = \alpha_{\phi}^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{фар}}^j \cdot k_{\text{eks}}^{Q^j} \cdot dv^j}{q},$$

где  $\frac{\Delta ПУ}{\Delta t}$  - прирост потенциальной урожайности общей биомассы за декаду, г/м<sup>2</sup>;

$\alpha_{\phi}$  - онтогенетическая кривая фотосинтеза, отн. ед.;  $\eta$  - КПД посевов за сутки сумма ФАР, отн. ед.;  $Q_{\text{фар}}$  - среднедекадная за сутки сумма ФАР, кал/см<sup>2</sup> сутки;

$k_{\text{eks}}^{Q^j}$  - коэффициент для перерасчета средней за декаду суммарной солнечной радиации с горизонтальной поверхности для склонов разной экспозиции и крутости, отн. ед.;  $q$  - калорийность.

Прирост метеорологически возможной урожайности общей биомассы представляет собой прирост потенциальной урожайности, который будет ограничен влиянием влажно-температурного режима

$$\frac{\Delta МВУ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} \cdot FTW_2,$$

где  $\frac{\Delta МВУ}{\Delta t}$  - прирост метеорологически возможной урожайности общей биомассы за декаду, г/м<sup>2</sup>;

$FTW_2$  - обобщенная функция влияния влажно-температурного режима с коррекцией на соединения разных экстремальных условий, отн. ед.

Формирование действительно возможной урожайности общей биомассы ограничивается природным плодородием почвы

$$\frac{\Delta ДВУ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta МВУ^j}{\Delta t} B_{\text{пл}} F_{\text{Gum}},$$

где  $\frac{\Delta ДВУ}{\Delta t}$  - прирост действительно возможной урожайности общей биомассы за декаду, г/см<sup>2</sup>;  $B_{\text{пл}}$  - балл почвенного бонитета, отн. ед.

Разные агроэкологические категории урожая зерна при его стандартной 14%-ой влажности определяется по выражению

$$ПУ_{\text{зерна}} = ПУ \cdot K_{\text{госп}}^{ПУ} \cdot 1,14 \cdot 0,1,$$

где  $ПУ_{\text{зерна}}$  - потенциальный урожай зерна, ц/га;  $K_{\text{госп}}^{ПУ}$  - часть зерна в общей массе потенциального урожая, отн. ед, которая определяется в зависимости от размеров урожая общей массы.

Аналогически определяются соответственно метеорологически возможный  $МВУ_{\text{зерна}}$ , действительно возможный  $ДВУ_{\text{зерна}}$  и урожай в производстве  $УП_{\text{зерна}}$  [6].

Повышение продуктивности сельскохозяйственных культур неразрывно связано с проблемой оценки агроклиматических ресурсов территории и рациональным размещением посевов. Изменения условий климата влечет за собой изменения продуктивности сельскохозяйственных культур, возделывания и рационального использования изменившихся агроклиматических ресурсов.

На основании выполненных расчетов нами была сделана оценка обобщенных характеристик почвенно-климатических условий возделывания проса и его продуктивности.

Важнейшим компонентом для сельского хозяйства является почва и климат.

В табл. 1 представлены обобщенные показатели агроклиматических ресурсов возделывания проса. Продолжительность вегетационного периода колеблется от 115 дней в Южной степи до 123 дней в Северной степи. В районе Лесостепи она составляет 122 дня, а в Полесье – 117 дней.

Суммы эффективных выше  $10^{\circ}\text{C}$  за вегетационный период проса по исследуемым районам Украины колеблются в пределах от  $1090^{\circ}\text{C}$  в районе Полесья до  $1257^{\circ}\text{C}$  в районе Южной степи. В районе Лесостепи сумма эффективных температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  составляет  $1117^{\circ}\text{C}$ , а в районе Северной степи -  $1185^{\circ}\text{C}$ . Из табл. 1 видно, что суммы эффективных температур, накапливаемых за период вегетации, соответствуют количеству тепла, необходимому для возделывания культуры.

Наименьшее значение суммы ФАР за вегетационный период возделывания проса составляет  $109 \text{ Дж/см}^2$  в районе Полесья, максимальное значение  $130 \text{ Дж/см}^2$  – в районе Южной степи. В районе Лесостепи сумма ФАР составляет  $114 \text{ Дж/см}^2$  и  $121 \text{ Дж/см}^2$  в районе Северной степи за вегетационный период.

Характер распределения потенциального урожая зерна (ПУ) проса по территории Украины неоднороден. Урожай зерна колеблется в пределах 34-40 ц/га с севера на юг (табл. 2). Наибольшее значение ПУ проса наблюдается в Южной степи (Херсонская область) – 40 ц/га и 38 ц/га в Северной степи (Днепропетровская область). Несколько ниже значение ПУ наблюдается в районе Лесостепи (Черкасская область) и составляет 35 ц/га. Минимальное значение 34 ц/га наблюдается в Полесье (Черниговская область).

Также важным фактором в жизни растений является и влага. Количество осадков за период вегетации изменяется от 155 мм до 278 мм. Наименьшая сумма осадков наблюдается в Южной степи и в районе Полесья составляет 278 мм.

Оптимальная потребность проса во влаге за вегетационный период колеблется от 466 мм в Полесье до 588 мм в Южной степи. Также большая потребность растений во влаге наблюдается в Лесостепи и составляет 519 мм. В районе Северной степи потребность во влаге составляет 547 мм (табл. 1).

Минимальное значение суммарного испарения составляет 197 мм в Южной степи, а максимальное 296 мм в Лесостепи. В районе Полесья суммарное испарение составляет 285 мм, в районе Северной степи – 254 мм за вегетационный период.

Дефицит влаги за период вегетации проса колеблется от 95 мм в Полесье до 361 мм в Южной степи. В районе Лесостепи дефицит влаги составляет 191 мм, а в районе Северной степи 275 мм.

Из табл. 2 видно, что распределение метеорологически возможного урожая (МВУ) по территории Украины отличается от распределения ПУ. Наибольшее значение МВУ наблюдается в районах Лесостепи и Северной степи и составляет 32 ц/га. Несколько ниже значение МВУ наблюдается в Полесье 30 ц/га. Наименьшее значение 27 ц/га наблюдается в Южной степи. Из табл. 2 видно, что во всех районах Украины колебания МВУ незначительны.

Одним из важных видов природных ресурсов являются почвы Украины. Балл почвенного плодородия изменяется от 0,60 отн.ед. в Полесье и Северной степи до 0,80 отн.ед. в Лесостепи (табл.1).

Распределение действительно возможного урожая (ДВУ) проса по территории Украины представлено в табл. 2. Наибольшее значение ДВУ 25 ц/га наблюдается в районе Лесостепи. В районе Южной степи ДВУ составляет 20 ц/га. Далее идет

незначительное понижение, и минимальное значение ДВУ 19 ц/га и 18 ц/га наблюдаются в Северной степи и Полесье.

Таблица 1 – Обобщенные характеристики почвенно-агроклиматических ресурсов возделывания проса в Украине

№	Общие показатели за период вегетации	Районы			
		Полесье	Лесостепь	Северная степь	Южная степь
1	Балл почвенного плодородия, отн.ед.	0,60	0,80	0,60	0,74
2	Внесение азотного удобрения (N), кг/га	50-70	50-70	50-70	50-70
3	Внесение фосфорного удобрения (P), кг/га	60-70	40-60	40-50	
4	Внесение калийного удобрения (K), кг/га			30-40	
5	Сумма эффективных температур выше 10 °С	1090	1117	1186	1257
6	Сумма ФАР, Дж/см <sup>2</sup> за период	110	115	122	131
7	Продолжительность вегетационного периода, сутки	117	122	123	115
8	Сумма осадков, мм	278	262	202	156
9	Потребность растений во влаге, мм	466	519	548	588
10	Суммарное испарение, мм	285	297	254	197
11	Дефицит влаги, мм	95	191	274	361

Просо лучше всего обеспечивается питательными веществами. Удобрят просо в основном минеральными удобрениями, а навоз вносят под предшественники. Вообще вносить навоз под просо не стоит, так как в составе навоза, особенно свежего, есть много семян сорняков. Минеральные фосфорно-калийные удобрения рекомендуется вносить под основную обработку почвы в таких дозах: в Полесье по 60-70 кг/га, Лесостепи по 40-60 кг/га фосфора и калия; в Степи 40-50 кг/га фосфора и 30-40 кг/га калия (табл. 1).

Распределение производственных урожаев (УП) по территории Украины менее разнообразно (табл. 2). Значение УП колеблется от 10 ц/га до 19 ц/га. Самые низкие значения УП проса (10-11 ц/га) наблюдаются в районах Южной степи и Полесья. В Северной степи УП составляет 14 ц/га. Наибольшее значение 19 ц/га наблюдается в Лесостепи.

Описывая степень благоприятности климатических условий (СВУ) возделывания проса из табл. 2 видно, что самое наибольшее значение (0,899 отн.ед.) наблюдается в Полесье. Далее идет незначительное снижение по направлению к Лесостепи и Северной степи (0,896-0,847 отн.ед.). Самое низкое значение СВУ (0,662 отн.ед.) наблюдается в Южной степи.

Оценка уровня использования агроклиматических ресурсов (С<sub>0</sub>) для возделывания культуры проса показал, что наиболее высокое значение С<sub>0</sub> (0,591 отн.ед.) наблюдается в Лесостепи. В Северной степи уровень С<sub>0</sub> снижается до 0,436 отн.ед. Самые низкие значения С<sub>0</sub> (0,389-0,362 отн.ед.) наблюдается в Южной степи и Полесье.

Анализ уровня реализации агроэкологического потенциала (С<sub>d</sub>) для культуры проса показал, что минимальные значения С<sub>d</sub> (0,323-0,259 отн.ед.) наблюдаются в районах Полесья и Южной степи. В районе Северной степи значение С<sub>d</sub> составляет 0,370 отн.ед. Самое высокое значение С<sub>d</sub> равен 0,351 отн.ед. наблюдается в Лесостепи.

Из данных табл. 2 видно, что минимальное значение оценки культуры земледелия С<sub>a</sub> для проса по территории Украины наблюдается в Южной степи и составляет 0,526 отн.ед.

Повышается уровень  $C_a$  в Полесье (0,603 отн.ед.). Самые высокие уровни  $C_a$  (0,727-0,739 отн.ед.) наблюдаются в Северной степи и Лесостепи.

Таблица 2 – Обобщенные характеристики агроклиматических условий возделывания и продуктивности проса в Украине

№	Общие показатели за период вегетации	Районы			
		Полесье	Лесостепь	Северная степь	Южная степь
1	ПУ зерна, ц/га	34	35	38	40
2	МВУ зерна, ц/га	30	32	32	27
3	ДВУ зерна, ц/га	18	25	19	20
4	УП зерна, ц/га	11	19	14	10
5	Оценка степени благоприятности климатических условий, отн.ед.	0,899	0,896	0,847	0,662
6	Оценка уровня использования агроклиматических ресурсов, отн.ед.	0,362	0,591	0,436	0,389
7	Оценка уровня реализации агроэкологического потенциала, отн.ед.	0,323	0,531	0,370	0,259
8	Оценка уровня хозяйственного использования и почвенных ресурсов, отн.ед.	0,603	0,739	0,727	0,526

**Выводы.** Дана обобщенная характеристика почвенно-климатических условий возделывания культуры проса для основных почвенно-климатических районов территории Украины. Выполнена оценка агроэкологических категорий урожайности зерна. Урожай зерна проса составляет: потенциальный – 34-40 ц/га; метеорологически возможный – 27-32 ц/га; действительно возможный – 19-25 ц/га; в производстве – 11-19 ц/га.

Количественная оценка агроклиматических ресурсов Украины составляет: СВУ – 0,662-0,899 отн.ед.;  $C_0$  – 0,362-0,591 отн.ед.;  $C_d$  – 0,259-0,531 отн.ед.;  $C_a$  – 0,526- 0,739 отн.ед.

Выполненные оценки уровня использования агроклиматических ресурсов показывают, что они достаточно низки, имеются большие резервы по их использованию.

#### Список литературы

1. Вавилов П.П. Растениеводство. – М.: Агропромиздат, 1986. – 124 с.
2. Просвиркина А.Г. Гидрометеорология. Сер. Метеорология. Обзорная информация, 1985, вып.4, - 28 с.
3. Физиология сельскохозяйственных растений, Т. VI, / под ред. Н.С. Туркова. – М.: Московский университет, 1990. – 656 с.
4. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – вип. 48. – с. 206.
5. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. – С-П.: Гидрометеиздат, 1982. -424 с.
6. Польовий А.М. Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем: Навчальний посібник. – К: КНТ, 2007. – 344 с.

#### Грунтово-кліматичні ресурси вирощування проса в Україні. Сиряк Н.В.

Дана оцінка узагальнених характеристик ґрунтово-кліматичних умов вирощування проса і його продуктивності.

**Ключові слова:** просо, урожай, фотосинтез, продуктивність, ґрунт, клімат, волого-температурний режим.

#### Soil and climatic resources of till of millet in Ukraine. Siryak N.

Estimation of the generalized characteristic of soil-climatic terms millet of tilling and its productivity is given.

**Keywords:** millet, harvest, photosynthesis, productivity, soil, climate, moisture-temperature condition.

УДК 556.166

Є.Д. Гопченко\*, д.з.н., М.Є. Романчук\*, к.з.н., Г.С. Головатюк\*\*, к.з.н., Бін Салім  
Фуад Фараг Салем\*, асп., В.А. Овчарук\*, к.з.н.

\*Одеський державний екологічний університет

\*\*Одеський державний політехнічний університет

## АНАЛІЗ ДІЮЧОЇ В УКРАЇНІ НОРМАТИВНО-РОЗРАХУНКОВОЇ БАЗИ В ГАЛУЗІ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ

*У статті розглядаються структурні недоліки нормативної бази СНіП 2.01.14-83 по розрахунках характеристик максимального стоку дощових паводків.*

**Ключові слова:** паводки, максимальний стік, нормативні документи, формули граничної інтенсивності, редуційні формули.

**Вступ.** Відомо, що до цього часу в Україні при розрахунках максимального стоку паводків і водопіль використовується нормативний документ СНіП 2.01.14-83 [1], яким узагальнені матеріали спостережень до 1980 року, і він був єдиним для усього простору колишнього СРСР. Слід зауважити, що в Росії та більшості країн СНД цей норматив припинив свою дію ще у 2003 році, коли було запропоновано СП 33-101-2003. Йдеться не лише про те, що з прийняттям СНіП 2.01.14-83 минуло майже 30 років, а також і маючи на увазі, що у межах окремих регіонів відбулися катастрофічно високі паводки. Зокрема, останнє спостерігалось у 2008 р. у Прикарпатті і супроводжувалося величезними збитками.

Аналізуючи сучасну нормативну базу по розрахунках характеристик максимального стоку, діючи в Україні, автори ставлять за мету вирішення двох проблемних питань:

- 1) з'ясувати її структурні недоліки.
- 2) встановити границі можливого застосування.

**Сучасний нормативний документ СНіП 2.01.14-83 і його недоліки.** Розрахунки максимальних витрат води дощових паводків визначаються в залежності від розмірів водозборів, причому:

- а) при площах водозборів  $F < 200 \text{ км}^2$  – за формулою граничної інтенсивності

$$q_p = A_{1\%} H_{1\%} \eta \delta \lambda_p; \quad (1)$$

б) в діапазоні водозбірних площ  $F \geq 200 \text{ км}^2$  – за одним з варіантів редуційної формули

$$q_p = q_{200} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2} \delta \delta_2 \delta_3 \lambda_p, \quad (2)$$

де  $q_p$  - максимальний модуль забезпеченістю  $P\%$ ;

$A_{1\%}$  - максимальний модуль стоку забезпеченістю  $P=1\%$ , віднесений до  $\eta H_{1\%}$ ;

$H_{1\%}$  - добовий максимум опадів забезпеченістю  $P=1\%$ ;

$\eta$  - збірний коефіцієнт стоку;

$\delta$  - редуційний коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

$\lambda_p$  - коефіцієнт для переходу від забезпеченості  $P=1\%$  до інших;

$q_{200}$  - модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю  $P=1\%$ , віднесений до площі  $F=200 \text{ км}^2$ ;

$n_2$  - степеневий показник;

$\delta_2$  і  $\delta_3$  - коефіцієнти для врахування впливу на максимальний стік боліт та висотного положення водозборів.

Слід однак зауважити, що рекомендації стосовно  $\delta_3$  надаються лише для гірських регіонів Кавказу і Середньої Азії.

**Аналіз теоретичної бази формули граничної інтенсивності (1).** Перш за все, необхідно прийняти до уваги, що в ній параметр  $A_{1\%}$  виконує редуційну функцію трансформації паводків при збільшенні розмірів водозборів, і фактично є тотожним ординатам редуційних кривих максимальних інтенсивностей опадів у часі, тобто

$$A_{1\%} = 16.67 \bar{\psi}(\tau_{\dot{a}}), \quad (3)$$

де  $\tau_{\dot{a}}$  - тривалість басейнового добігання, яка дорівнює

$$\tau_{\dot{a}} = 1.2 t_p^{1.1} + t_{cx}, \quad (4)$$

$\bar{\psi}(\tau_{\dot{a}})$  - ординати редуційних кривих дощові опадів у часі;

$t_p$  - тривалість руслового добігання;

$t_{cx}$  - тривалість схилового добігання.

Звертаємо увагу на не досить коректну трактовку параметра  $\tau_{\dot{a}}$ , оскільки фактично йдеться про розрахункову тривалість, яка може бути суттєво більшою за басейнову тривалість добігання  $\tau_{\dot{a}}$

$$\tau_{\dot{a}} = t_p + t_{cx}. \quad (5)$$

З іншого боку, більш детально розглянемо фізичний зміст самого параметра  $\bar{\psi}(\tau_{\dot{a}})$ . З цією метою спочатку запишемо (1) у дещо відмінній редакції, приймаючи, що добові опади  $\dot{I}_{\dot{a}}$  співпадають з  $H_m$ , а  $\delta$  і  $\lambda_p$  дорівнюють одиниці. Тоді

$$q_m = 16.67 \bar{\psi}(\tau_{\dot{a}}) Y_m, \quad (6)$$

де  $Y_m$  - шар стоку за паводок, тобто

$$Y_m = H_m \eta. \quad (7)$$

Спираючись на теорію руслових ізохрон, для невеликих водозборів можна записати розрахункові рівняння [2]:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt; \quad (8)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt \quad (9)$$

де  $q'_t$  - модуль схилового припливу;

$\varepsilon_t$  - функція русло-заплавного регулювання.

У редуційному вигляді  $q'_t$  можна записати у такій редакції [3]

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (10)$$

де  $T_0$  – тривалість надходження води зі схилів до руслової мережі;

$q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу.

Інтегрування (8) і (9), відповідно по  $t_p$  і  $T_0$ , з урахуванням (10), дозволяє отримати загальне рівняння стосовно максимального модуля стоку  $q_m$

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (11)$$

де  $\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  - трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом часу руслового добігання, причому:

а) при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0; \quad (12)$$

б) при  $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (13)$$

в) при  $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}; \quad (14)$$

г) при  $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (15)$$

Якщо (10) проінтегрувати по  $T_0$ , то

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (16)$$

де  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

Підставимо (16) в (11), тоді

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F. \quad (17)$$

Позначимо  $\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , як нову трансформаційну функцію, через

$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ . Таким чином,

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F. \quad (18)$$

Нова трансформаційна функція розпластування  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  буде приймати такі значення:

а) при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (19)$$

що є її верхньою межею;

б) при  $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (20)$$

в) при  $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p}; \quad (21)$$

г) при  $t_p \gg T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (22)$$

Порівнюючи структури (6) і (18), дійдемо висновку, що крива редукції середньої інтенсивності опадів у часі  $\bar{\psi}(\tau_a)$  неправомірно використовується замість трансформаційних функцій розпластування  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  і русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ . Очевидно, що

$$\bar{\psi}(\tau_a) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (23)$$

**Аналіз теоретичної бази редукційної формули.** У нормативному документі СНіП 2.01.14-83 вона використовується при  $F > 200 \text{ км}^2$  і має вигляд (2). Щоб дослідити її структуру, необхідно розглянути гідрограф паводка, який до того ж доцільно представити у розгортці від максимальної ординати, тобто [4]

$$q_t = q_m \left[ 1 - \left(\frac{t}{T_n}\right)^m \right], \quad (24)$$

де  $T_n$  - тривалість паводка.

В результаті інтегрування (24) по  $T_n$  отримаємо

$$Y_m = q_m \frac{m}{m+1} T_n, \quad (25)$$

звідки

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (26)$$



де  $\frac{m+1}{m}$  - коефіцієнт нерівномірності паводкового стоку у часі.

У подальшому домножимо чисельник і знаменник (26) на  $(T_0+t_p)$  і після деяких перетворень отримаємо базове рівняння

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (27)$$

де  $k_n = \frac{T_0+t_p}{T_n}$ , а  $k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}$  - редуційні коефіцієнти, пов'язані з

трансформацією паводкових хвиль при їх русі по руслових системах.

Необхідною умовою для можливого спрощення (27) до рівня (2), перш за все, повинна бути незмінність у просторі тривалості схилового припливу  $T_0$ . Тільки тоді

можна редуційні коефіцієнти  $1 / \left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$ ,  $k_n$  і  $k_m$  інтегрально відобразити через

площу водозбору  $F$ . У такому випадку (27) набуде вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}} \quad (28)$$

або

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (29)$$

де  $k_0$  - коефіцієнт схилової трансформації паводків

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (30)$$

Структура (29) увійшла до нормативного документу СНіП 2.01.14-83 при розрахунках максимального стоку весняного водопілля. Але шляхом введення поправок на залісеність ( $\delta_1$ ) і заболоченість ( $\delta_2$ ) розробниками нормативу фактично порушена вихідна умова отримання спрощеного варіанту (29), бо поправки  $\delta_1$  і  $\delta_2$  можуть відноситись як до шарів стоку  $Y_m$ , так само й до тривалості припливу  $T_0$ .

Для дощових паводків можливим є більш суттєве спрощення (27), ніж (28) або (29), коли окрім  $T_0$  підлягає осередненню у просторі ще й шар стоку  $Y_m$ . У цьому випадку  $q'_m = k_0 Y_m$  є осередненою величиною у межах тієї чи іншої території.

Виходячи з (28), визначимо розрахунковий модуль  $q_{200}$

$$q_{200} = \frac{q'_m}{200^{n_1}}. \quad (31)$$

Розрахункове рівняння для площ водозборів  $F > 200 \text{ км}^2$  набуде вигляду

$$q_m = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_2}} \quad (32)$$

або

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_2}} 200^{n_2 - n_1}. \quad (33)$$

Наведені структурні вирази (32) і (33) дозволяють зробити наступні **висновки**:

1. Прийнята і реалізована у нормативному документі формула вигляду (32) при розрахунках максимального стоку паводків суперечить вихідним умовам, при яких вона отримана, бо не лише допускається картування модуля  $q_{200}$ , а ще й запропоновані поправки на врахування впливу на паводковий стік заболоченості, а для гірських районів – також і висотного положення водозборів.

2. Структура (32) має фактично емпіричну сутність, оскільки немає фізичних обмежень зверху. Параметр  $q_{200}$  є лише однією з ординат редуційної кривої  $q_m/q'_m = f(F)$  або  $q_m = f(F)$ . Верхньою фізичною межею для максимальних модулів як паводків, так і водопіль може бути лише модуль схилового припливу  $q'_m$ , що добре видно і з базової структури (27), і її спрощеного варіанту (28).

3. Граничній умові  $q_m = q'_m$  при  $F=200 \text{ км}^2$  відповідає тільки один можливий варіант (2), коли показник степені  $n_1$  в діапазоні водозбірних площ  $F \leq 200 \text{ км}^2$  дорівнює нулю і тоді (33) набуває вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{F^{n_2}} 200^{n_2 - n_1} = q_{200} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}. \quad (34)$$

Але і в цьому випадку більш прийнятною замість (2) буде структура

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F / 200)^{n_2}}, \quad (35)$$

оскільки вона є більш гнучкою, з точки зору просторового узагальнення розрахункових параметрів  $k_0$  та  $Y_m$ .

Викладене свідчить про невідповідність нормативних документів в частині розрахунку характеристик максимального стоку паводків, перш за все, у науково-методичному відношенні. З іншого боку, вона є застарілою, бо розрахункові параметри спираються лише на дані спостережень до 1980 року.

Тому розробка нового державного нормативного документу в галузі розрахунку характеристик максимального стоку є невідкладним завданням, а його вирішення потребує нових підходів як до створення теоретичної бази, так і просторового узагальнення параметрів, що його описують. Більш того, структура розрахункової формули повинна бути єдиною і для паводків, і для водопіль, а також для всього діапазону водозбірних площ, починаючи від окремих схилів і до великих розгалужених річкових систем.

### Список літератури

1. *Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
2. *Гопченко Е.Д.* Научно-методические основы нормирования характеристик максимального стока рек // *Вісник ОДЕКУ*, 2006. – Вип.3. – С.140-150.
3. *Гопченко Е.Д.* О редукиции максимальных модулей дождевого стока по площади // *Метеорология и гидрология*, 1975. - №2. – С.66-71.
4. *Гопченко Е.Д.* Анализ структуры объёмных формул // *Метеорология, климатология и гидрология*, 1976. – Вип.12. – С.84-90.

### Анализ действующей в Украине нормативно-расчетной базы в области максимального стока дождевых паводков.

**Е.Д. Гопченко, М.Е. Романчук, Г.С. Головатюк, Бин Салим Фуад Фараг Салем, В.А. Овчарук,**  
*В статье рассматриваются структурные недостатки нормативной базы СНиП 2.01.14-83 по расчётам характеристик максимального стока дождевых паводков.*

**Ключевые слова:** *паводки, максимальный сток, нормативные документы, формулы предельной интенсивности, редуционные формулы.*

**The analysis of normative-calculating base, working in Ukraine, in the field of the maximal runoff of floods.** **Gopchenko E.D, Romanchuk M.E., Golovatyuk G.S., Ben Farag, Ovcharuk V.A.**

*In article the structural lacks of normative base SNiP 2.01.14 - 83 on calculation of the characteristics maximal runoff of floods are considered.*

**Keywords:** *floods, maximal runoff, normative documents, formula of limiting intensity, reduction formulas.*

**Н.Г. Сербов, к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет*

## **МНОГОФАКТОРНЫЙ СИСТЕМНЫЙ И МУЛЬТИФРАКТАЛЬНЫЙ ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ НА ПРИМЕРЕ р. ДУНАЙ**

*На основе нового метода описания гидрологических систем, базирующегося на многофакторном системном подходе и мультифрактальном формализме, проведено численное моделирование (на примере р. Дунай) и анализ флуктуационных временных трендов среднемесячных расходов и выполнена оценка величин фрактальных размерностей.*

***Ключевые слова:** метод многофакторного системного моделирования, мультифрактал, среднемесячные расходы воды.*

**Введение.** В настоящее время по-прежнему крайне актуальной является разработка высоко эффективных, адекватно отражающих фундаментальные особенности гидрологического цикла математических моделей, обладающих достаточно высокой степенью корректности и прогнозируемости [1-18]. Среди них традиционно выделяют так называемые динамические модели расчета и прогноза, базирующиеся на использовании гидродинамических уравнений типа Навье-Стокса или более простого варианта гидродинамических уравнений типа Сен-Венана [1]. Хотя динамические модели обладают рядом весьма важных, хорошо известных достоинств, их корректная реализация по-прежнему далека от удовлетворительного уровня. В настоящее время активно развивается альтернативное направление моделирования гидрологических характеристик, в рамках которого разработан ряд более простых в вычислительном отношении моделей типа «black-box» моделей [7-13], а также относительно новый класс моделей, основанных на использовании аппарата функций отклика [5-7]. В числе таких моделей следует упомянуть модель OSEU-Hydro-MSFR [13-18], которая основывается на многофакторном системном и мультифрактальном формализмах. Ранее бы проведены тестовые расчеты и детальное сравнение теоретических данных с данными наблюдений по среднесуточным, среднегодовым расходам, а также расходам, соответствующим экстремальным паводкам на примере р. Дунай. Как показано в указанных работах [12-17], полученные теоретические результаты продемонстрировали достаточно высокую эффективность модели OSEU-Hydro-MSFR и удовлетворительное согласие теории с данными наблюдений [11]. В данной работе на основе модели OSEU-Hydro-MSFR [12-17] впервые выполнено моделирование и анализ флуктуационных временных трендов изменения среднемесячных расходов для участка «Братислава» р. Дунай и определен спектр фрактальных размерностей, что далее важно для реализации соответствующей модели прогноза расходов воды.

**Метод расчета.** Поскольку искомый подход детально излагался в ряде публикаций, здесь мы ограничимся лишь изложением ключевых аспектов метода моделирования. Согласно [12,14] характеристическая функция выхода нелинейной системы определяется суммой нелинейной компоненты, определяемой мгновенным и запаздывающим откликом системы, и линейной компоненты, связанной с линейным откликом системы. Уравнение для функции выхода имеет вид

$$Q_t = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{n(j)} \sum_{k=i}^{n(j)} U_{i,k}^{(j)} P_{t-i+1}^{(j)} P_{t-k+1}^{(j)} + \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{l(j)} U_{i+n}^{(j)} P_{t-(i+n)+1}^{(j)}, \quad (1)$$

где  $j=1,2,\dots,J$  – число независимых входов (в т.ч. обусловленных дождевыми осадками),  $J$  – число мини водосборов (в сумме дающих полный водосбор),  $n$  – число временных интервалов, которые соответствуют дождевым осадкам, дающим вклад в мгновенную и запаздывающую составляющие стока (нелинейная часть общей «памяти» водосбора),  $l$  – число аналогичных временных интервалов (линейная часть общей «памяти»),  $(n+l)$  – длина полной «памяти» модели,  $P$  – матрица осадков  $j$  входной серии, соответствующей  $j$ -ой мини-водосборной площади;  $U_{i,k}$  – обозначает дискретные серии ординат нелинейной части функции отклика, которые суммируются в коэффициент стока,  $U_i$  – то же для линейной части.

Модель калибруется по числу серий отдельных данных по дождевым осадкам и соответствующему стоку. Уравнение (1) с учетом  $p$  ( $p=1, NN$ ) числа серии данных записывается в следующем виде

$$Q_t^p = \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{n(j)} \sum_{k=1}^{n(j)} U_{i,k}^{(j)} P_{t-i+1}^{(j),p} P_{t-k+1}^{(j),p} + \sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^{l(j)} U_{i+n}^{(j)} P_{t-(i+n)+1}^{(j),p}. \quad (2)$$

Решение уравнения (2) для калибровочной серии  $N$  значений расходов  $Q_1, Q_2, \dots, Q_N$  естественно представимо в вектор-матричной форме

$$Q = P^{(1)}U^{(1)} + P^{(2)}U^{(2)} + \dots + P^{(J)}U^{(J)}. \quad (3)$$

Уравнение (1) может быть также записано в виде

$$Q = PU, \quad (4)$$

где  $P$  – матрица размером  $(N, M)$ ,

$$P = [P^{(1)}P^{(2)}, \dots, P^{(J)}] \quad (5)$$

и  $M = \sum_{j=1}^J mn(j)$ . В результате  $\{P^T P\}$  является квадратной  $(M \times M)$  симметричной

матрицей и  $U$  –  $(M \times 1)$  вектор (столбец). Далее решение уравнения (3) осуществляется стандартными численными методами [12-18].

Для выявления фрактальных особенностей во временных рядах флуктуаций речного стока обычно используется классическая версия мультифрактального формализма. Фундаментальной характеристикой является мультифрактальный спектр. Для однородных фракталов скейлинг описывается одной фрактальной размерностью. Неоднородные или мультифрактальные объекты обычно характеризуются спектром  $D(q)$  фрактальных размерностей (фрактальная размерность равна  $D(0)$ , а функция  $D(q)$  обычно трактуется как мультифрактальный спектр). С математической точки зрения, ключевая задача мультифрактального формализма (вычисления мультифрактального спектра) сводится к нахождению сингулярного спектра  $f(\alpha)$  меры  $\mu$ .

Он ассоциирует хаусдорфову размерность с сингулярным показателем  $\alpha$ , что позволяет вычислить степень сингулярности  $N_\alpha(\varepsilon) = \varepsilon^{-f(\alpha)}$ , где  $N_\alpha(\varepsilon)$  есть число гиперкубов, необходимых для того, чтобы охватить меру и  $\varepsilon$ -размер каждого гиперкуба. Функция распределения  $Z$  извлекается из этого спектра

$$Z(q, \varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i^q(\varepsilon) \approx \varepsilon^{\tau(q)} \quad \text{for } \varepsilon \rightarrow 0. \quad (6)$$

Здесь  $\tau(q)$  есть спектр, который может быть получен путем преобразования Лежандра сингулярного спектра  $f(\alpha)$ . Соответственно, из спектра  $\tau(q)$  может быть получен спектр обобщенных фрактальных размерностей. Более детально численные аспекты определения спектра на основе классического фрактального формализма изложены, например, в [3,12]. Обычно в конкретном вычислении спектра фрактальных размерностей весьма эффективным оказывается метод Grassberger-Procaccia [2], называемый также методом корреляционной размерности. В последние годы этот подход с успехом был имплементирован в многофакторный системный и мультифрактальный формализм при решении целого ряда задач гидрометеорологии, климатологии и гидроэкологии [12,19-20]. Корреляционный интеграл функции  $C(r)$  для выявления различий между хаотическими и стохастическими системами, в рамках алгоритма Grassberger-Procaccia [3], определяется следующим образом

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{2}{N(k-1)} \sum_{\substack{i,j \\ (1 \leq i < j \leq N)}} H(r - \|y_i - y_j\|), \quad (7)$$

где  $H$  – ступенчатая функция Хевисайда,  $H(u) = 1$  для  $u > 0$  и  $H(u) = 0$  для  $u \leq 0$ ;  $r$  – радиус сферы с центром в  $y_i$  или  $y_j$ ;  $N$  – длина временного ряда. Если временной ряд характеризуется аттрактором, то корреляционный интеграл  $C(r)$  соотносится с радиусом  $r$  посредством

$$d_2 = \lim_{\substack{r \rightarrow 0 \\ N \rightarrow \infty}} \frac{\log C(r)}{\log r}, \quad (8)$$

где  $d_2$  – корреляционная размерность, которую можно определить как наклон линии в координатах  $\log C(r)$  и  $\log r$  посредством среднеквадратического подбора прямой линии в некотором диапазоне  $r$ , называемом диапазоном масштабирования. Фактически искомый алгоритм позволяет непосредственно получить данные о фрактальных свойствах системы, а также крайне важную информацию о поведении динамических переменных системы.

**Результаты расчета и выводы.** Автором выполнено численное моделирование и анализ флуктуационных временных трендов изменения среднемесячных расходов на участке от станции Devin (Bratislava) до станции Achleiten р. Дунай в период с 1901г. по 2008гг. Детальное описание искомого участка дано в работе [11]. Модельный расчет в целом продемонстрировал физическое согласие рассчитанных и эмпирических значений среднемесячных расходов воды на. Анализ показывает, что предложенная модель обеспечивает прогноз временных флуктуаций среднемесячных расходов воды в близком согласии (отличие не превышает 10%) с эмпирическими данными [11]. Исходные данные по среднемесячным расходам воды на участке от станции Devin (Bratislava) до станции Achleiten р. Дунай в период с 1901г. по 2008гг. представлены на рис.1. Далее была выполнена оценка спектра фрактальных размерностей для временного ряда среднемесячных расходов воды на этом участке. Расчет показал, что соответствующие фрактальные размерности лежат в интервале [1.35-1.95]. Зная соответствующий мультифрактальный спектр, далее решается задача восстановления и прогноза среднемесячных расходов в любом интересующем интервале [6,8,15].

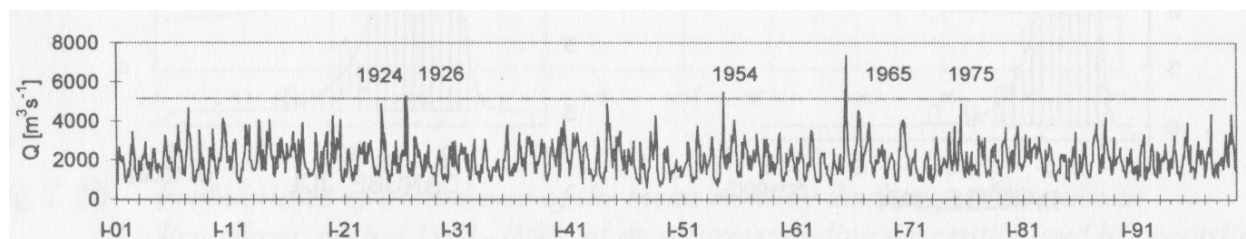


Рис. 1 – Среднемесячные расходы воды на участке от станции Devin (Bratislava) до станции Achleiten р. Дунай в период с 1901 по 2008 гг.

Подробно версия OSEU-Chaos-FRC метода прогноза характеристик стохастических систем изложена в работах [19-20] и базируется на формализме Grassberger-Procaccia [3] и нелинейном алгоритме прогноза [12,13]. В заключение следует обратить внимание на численную близость полученных нами значений фрактальных размерностей в случае среднемесячных расходов воды с аналогичными значениями, характерными для динамических величин родственных гидрометеорологических и экологических систем [19-20], для которых также свойственно хаотическое поведение характеристических динамических переменных. Искомый эффект свидетельствует о проявлении более фундаментального феномена генезиса фрактальных размерностей в родственных (диссипативных, фрустрированных) динамических системах.

#### Список литературы

1. Кучмент Л.С, Демидов В.Н, Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. -М.: Наука,1993, 357с.
2. Islam M.N., Sivakumar B. Characterization and prediction of runoff dynamics: a nonlinear dynamical view// Adv. Water Res.-2002.-V.25, № 2- P.179-190.
3. Grassberger P, Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica D.-1983.-Vol.9,№1-2.-P.189-208.
4. Лобода Н.С. Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменений под влиянием факторов антропогенной деятельности// Метеорология, климатология и гидрология.-2002.-№45.-С.140-146.
5. Гонченко Е.Д., Романчук М.Е. Математическая модель для расчета характеристик экстремально высоких паводков и половодий на территории Придунайских озер// Метеорология, климатология и гидрология.-2001.-№42.-С.39-50.
6. Найпал С., Иваненко А.Г. Стохастическая модель гидрографа рек Суринама // Метеорология, климатология и гидрология.-1993.-№29.-С.32-47.
7. Maftuoglu R.F. New models for non-linear catchment's analysis// Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).-1984.-Vol.73.-P.335-357.
8. Maftuoglu R.F. Monthly runoff generation by non-linear models// Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).-1991.-Vol.125.-P.277-291.
9. Kothyari U.C., Arvanmuthan V., Singh V.P. Monthly runoff generation using the linear perturbation model// J.Hydrol.-1993.-Vol.144.-P.371-379.
10. Stewart M.D., Bates P.D., Anderson M.G., Price D.A., Burt T.P. Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches// Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands).-1999.-Vol.223.-P.85-106.

11. Svoboda A., Pekarova P., Miklanek P. Flood hydrology of Danube between Devin and Nagymaros in Slovakia.- Nat. Rep.2000 of the UNESCO.-Project 4.1.-Intern.Water Systems.-2000.-96P.
12. Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of the annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach to Moldova-Southwest Ukraine region//Atmospheric Research (Elsevier; The Netherlands). -2005.-Vol.77.-P.100-113.
13. Глушков А.В., Балан А.К. Многофакторный мультифрактальный подход в задачах моделирования стока и краткосрочном гидрологическом прогнозе (на примере р. Дунай) // Метеорология, климатология, гидрология.-2004.-№48.-С.392-396.
14. Глушков А.В., Балан А.К. Застосування апарату вейвлет-перетворень та мультифрактального підходу до вивчення стохастичних флуктуацій річкового стоку (на пр.р.Дунай) // Метеорология, климатология, гидрология.-2005.-№49.-С.505-510.
15. Сербов Н.Г., Балан А.К., Соляникова Е.П. Многофакторный системный и мультифрактальный подходы в моделировании экстремально высоких паводков (на примере р. Дунай) и временных флуктуаций концентраций загрязняющих веществ в речной воде// Вестник ОГЭКУ.-2008.-№6.-С.7-13.
16. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation // Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands). – 2006. – Vol. 322. – No. 1-4. – P. 14-24.
17. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Балан А.К., Бунякова Ю.Я., Баланюк Е.П. Низкоразмерный хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере и гидросфере// Вестник ОГЭКУ.-2007.-№4.-С.337-348.
18. Глушков А.В., Лобода Н.С., Хохлов В.Н., Сербов Н.Г., Свиначенко А.А., Бунякова Ю.Г. Хаос во временных рядах концентраций загрязняющих веществ в атмосфере: краткосрочный прогноз// Вестник ОГЭКУ.-2008.-№5.-С.225-235.
19. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K. Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine// Stoch. Environment Res. Risk Assess. (Springer).-2008.-Vol.22,№6.-P.777-788.
20. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Y. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method//Atmospheric Environment (Elsevier; The Netherlands).-2008.-Vol.42.-P.7284–7292.

**Багатофакторний системний та мультифрактальний підходи до моделювання середньомісячних витрат води на прикладі р. Дунай. Сербов М.Г.**

*На підставі нового методу опису характеристик гідрологічних систем, який базується на багатофакторному системному підході і мультифрактальному формалізмі, проведено чисельне дослідження флуктуаційних часових трендів змінення середньомісячних витрат води (на прикладі р. Дунай) і визначені значення відповідних фрактальних розмірностей.*

**Ключові слова:** метод багатофакторного системного моделювання, мультифрактал, середньомісячні витрати води

**A multi-factor systems and multi-fractal approaches in modelling the mean monthly discharges on the example of the Danube river. Serbov N.G.**

*It is carried out numerical modelling fluctuate temporal trends for mean monthly discharges (r. Danube) within a new method of description for the hydrological systems. The latter is based on the combining multi-factor systems approach and multi-fractal formalism. It is calculated a spectrum of the fractal dimensions.*

**Kew words:** multi-factor systems approach, multi-fractal, mean monthly discharges

УДК 556.16.047

Лобода Н.С., д. геогр. н.

Одесский государственный экологический университет,

Мельник С.В., к., техн., н.

Одесский национальный политехнический университет

## МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТА И ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК ПОДОЛИИ

*Проводится анализ многолетней изменчивости климатических факторов в пределах Подолии. Отмечается статистически значимое повышение температуры в регионе при отсутствии изменений в тенденции осадков. В стоке рек продолжается начавшаяся в 1998 г. фаза повышения водности. Сезонное перераспределение стока рек с рассматриваемой территории, стало менее выраженным, а на некоторых реках начался обратный процесс (повышение доли стока в весенний сезон).*

**Ключевые слова:** реки Подолии, многолетние изменения температуры, сток воды, сезонные изменения стока.

**Постановка проблемы.** Еще в 30-е годы прошлого века В.Г. Глушков [1] предсказывал, что одной из важнейших задач гидрологии будет изучение влияния деятельности человека на водные ресурсы и водный баланс.

В последние годы интерес к оценке и прогнозу количественных изменений водных ресурсов еще более возрос в связи с реально наблюдающимися изменениями климатических характеристик (температуры воздуха, осадков). Антропогенные изменения климатических характеристик могут быть столь значительными [2], что приведут к существенным преобразованиям гидрологического цикла, количества водных ресурсов, их распределения во времени и по территории. Преобразование экстремальных характеристик речного стока и их изменчивость нельзя не учитывать при разработке долгосрочных планов комплексного использования и охраны водных ресурсов, при проектировании долговременных водохозяйственных мероприятий.

**Анализ последних исследований и публикаций.** В книге, посвященной описанию современного состояния рек и гидрологических характеристик стока рек Украины, В.И. Вишневецкий и А.А. Косовец [3] указывают на определенные изменения в стоке рек. Отмечается тенденция к увеличению стока рек в маловодные годы, рост меженного стока и уменьшение максимальных расходов в период половодий. По мнению авторов, этому способствовало изменение климата на территории Украины (увеличение температуры воздуха в зимний период, снижение высоты снежного покрова, уменьшение скорости ветра). Это касается как зарегулированных, так и незарегулированных рек. Исключение из общего списка составляют реки Украинских Карпат (Тиса, Днестр), на которых происходит увеличение максимального стока воды [3]. Тенденция к увеличению расходов во время паводков может быть пояснена, с точки зрения авторов, климатическими изменениями, в частности, уменьшением расходов воды на испарение и последствиями вырубки леса.

В дальнейших своих работах В.И. Вишневецкий продолжает развивать идею выравнивания внутригодового распределения стока в результате повышения температур, особенно в зимний период [4, 5]. Исследование изменений стока р. Днепр в работе В.К. Хильчевского, В.В. Гребня, И.М. Ромася и др. [6] показало незначительное изменение суммарного годового стока, а также выявило перераспределение стока внутри года. Материалы их исследований свидетельствуют об изменении стока в отдельных ландшафтно-географических провинциях бассейна Днепра. Общей является тенденция увеличения величины годового стока в пределах бассейна р. Днепр с запада на восток, соответствующая увеличению годовой суммы осадков. Если в западной и юго-западной частях отмечается некоторое уменьшение (на



3-7 %) величины стока, то в восточной и юго-восточной его частях наблюдается повышение этих характеристик (на 7-10 %).

В работах по моделированию речного стока Украины на основе модели "климат-сток" [7], при глобальном потеплении получены результаты, которые предсказывают увеличение теплоэнергетических ресурсов климата до 11 %, а возможные изменения водности определяются прогнозом осадков. По сценарию GFDL лаборатории геофизической гидродинамики США, предполагается уменьшение норм водных ресурсов Украины на 25%, а на территории Причерноморья - на 40-60%. По сценарию СССМ Канадского климатического центра водные ресурсы Украины существенно не изменятся, что обусловлено как ростом теплоэнергетических ресурсов климата, так и увеличением влажности территории. Согласно сценарию УКМО метеорологического бюро Объединенного Королевства, должно произойти уменьшение осадков на юге и наоборот, их рост на севере. Согласно данным, полученными в Киевском национальном университете имени Тараса Шевченко (кафедра гидрологии и гидроэкологии географического факультета) [8] развитие глобального потепления в пределах Украины развивается ближе к сценарию 2, то есть значимого изменения общего годового стока рек Украины на современном этапе не происходит.

Проведенный анализ показывает, что большинство проведенных исследований по изучению тенденции стока рек Украины базируется на данных бассейна р. Днепр. Влияние климатических показателей на сток равнинных рек Подольской возвышенности в рассмотренной литературе освещено слабо. Однозначного мнения по вопросу тенденции водного режима рек Украины пока не существует. Выяснение этого вопроса требует постоянного пополнения изучаемого материала новыми ландшафтно-географическими провинциями и обновления исходных данных с учетом текущих изменений климата и гидрологических характеристик рек.

**Целью настоящей работы** является исследование многолетней изменчивости водного режима притоков р. Днестр, стекающих с Подольской возвышенности, в связи с изменениями климата.

Предметом исследования в данной работе является гидрологический режим рек Подольи. Объектом исследования – геосистемы, в которых происходит формирование гидрологического процесса. Три уровня организации гидрологических систем имеют свою аналогию в таксономическом ряду и делятся на три уровня микро-, мезо- и макроуровни. В.В. Гребень и ряд других авторов считают, что в качестве индикаторов изменения водного режима рек целесообразно использовать бассейны средних рек, поскольку именно они отображают зональные черты условий формирования стока [8]. Поэтому в перечень рассматриваемых объектов включены две ландшафтно-гидрологические «провинции» с площадью более 3000 км<sup>2</sup>, восемь ландшафтно-гидрологических «районов» с площадью 700-900 км<sup>2</sup> и два «подрайона» с площадью около 300 км<sup>2</sup>, на которых ярко проявляется влияние подстилающей поверхности. Рек, соответствующих таким масштабам ландшафтно-гидрологических систем как «субконтинент» и «зона» на рассматриваемой территории не имеется. Особенности рядов наблюдений и таксономические данные рек подробно рассмотрены в работе [9]. В данной работе использовались ряды среднегодовых, максимальных и минимальных расходов воды продолжительностью до 2006 г. Основные метеорологические характеристики взяты по метеостанции Тернополь, поскольку она расположена близко к центру рассматриваемой территории, а в качестве дополнительной информации использовались данные метеостанции Львов.

Все имеющиеся данные обрабатывались по известным стандартным методикам статистического анализа метеорологической информации, изложенным в учебниках и другой литературе.

**Основной материал исследования.** Рассматриваемая территория находится в пределах Подольской возвышенности. На севере граничит с Волынской возвышенностью и Малым Полесьем, а на юге ограничена долиной р.Днестр. В пределах границ данной территории исследованием были охвачены реки от р. Щерек до р. Лядова (табл. 1). Территория имеет преимущественно южный уклон и в этом же направлении текут все исследуемые реки.

Таблица 1– Основные характеристики водосборов исследуемых рек

Река	Пункт	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средняя высота водосбора, м	Средний уклон, ‰
Щерек	Щирец	307	300	2,2
Гнилая Липа	Большовцы	848	320	1,5
Золотая Липа	Бережаны	690	360	2
Коропец	Коропец	476	370	2,4
Серет	Великая Березовица	939	360	1
Серет	Чортков	3170	350	0,9
Збруч	Волочиск	712	320	1,1
Збруч	Завалье	3240	310	0,9
Жванчик	Ластовцы	703	208	2
Смотрич	Купин	799	310	1,6
Мукша	Малая Слободка	302	280	4
Лядова	Жеребиловка	652	280	2,5

Для поверхности водосборов рассматриваемых рек характерны плоские междуречья и глубокие каньеноподобные долины. Глубина вреза достигает 200 м. Из современных рельефообразующих процессов в районе развит карст.

Почвенный покров рассматриваемой территории состоит в основном из темно-серых оподзоленных почв и оподзоленных черноземов. Верхние слои этих почв обогащены кремнекислотой и отличаются более светлым цветом, несмотря на большое содержание гумуса. В грядовой и Верхне-Приднестровской лесостепи отмечается сезонное избыточное увлажнение почв за счет грунтовых вод. Грунтовые воды часто имеют временный характер и образуются на меловых мергелях и других водоупорных породах. В возвышенной части лесостепи грунтовые воды залегают глубже, но в начале лета уровень повышается до 150 см от поверхности. Поэтому темно-серые оподзоленные почвы, залегающие на плотных глинах, как правило, переувлажнены большую часть года. Значительную часть этой территории занимают сельскохозяйственные земли, а преимущественно широколиственные леса только около 13 %.

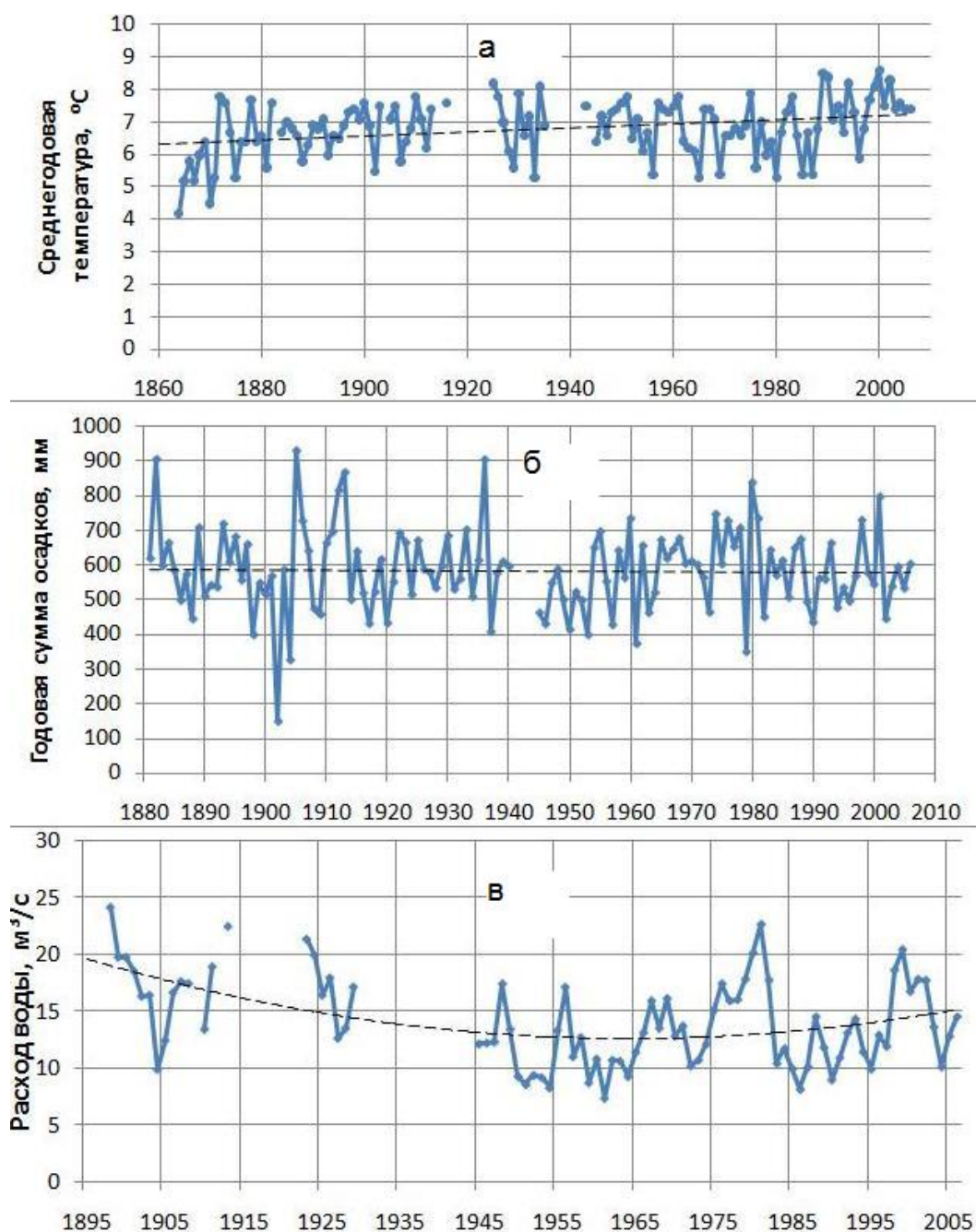


Рис. 1 – Многолетние изменения температуры (а) и осадков (б) по метеостанции Тернополь, многолетние изменения стока р. Серет-Чертков (в).

Умеренно континентальный климат района характеризуется достаточным природным увлажнением и благоприятными температурными условиями. Средняя температура января составляет около  $-5^{\circ}\text{C}$ , июля  $+19^{\circ}\text{C}$ . Количество осадков уменьшается от 650 мм на западе до 570 мм на юго-востоке. Водные ресурсы региона используются как источник водоснабжения, гидроэнергии и орошения. Вследствие этого довольно значительной является зарегулированность почти всех рек рассматриваемой территории.

При рассмотрении основных климатических факторов исследуемой территории за 1864-2006 гг. отмечается увеличение средней годовой температуры на  $0,8^{\circ}\text{C}$ , рис. 1а (тренд является статистически значимым). В изменении годовых осадков направленное

изменение отсутствует, рис. 1 б. Если рассматривать только послевоенный период с 1945-2006 гг. то установлена тенденция как к увеличению температур воздуха на  $0,5^{\circ}\text{C}$ , так и увеличению осадков. В северо-западной части Подолии тенденция роста осадков более значительна. Так, по метеостанции Тернополь, увеличение осадков за эти годы оценивается в 45-50 мм, по метеостанции Львов - в 100-110 мм. Имеющиеся данные по наиболее длинному ряду стока р. Серет-Чертков говорят о довольно длительной фазе уменьшения стока с 1890 по 1960 гг. и начавшейся фазе подъема - с 1961 и продолжающейся по 2006 гг., рис. 1 в.

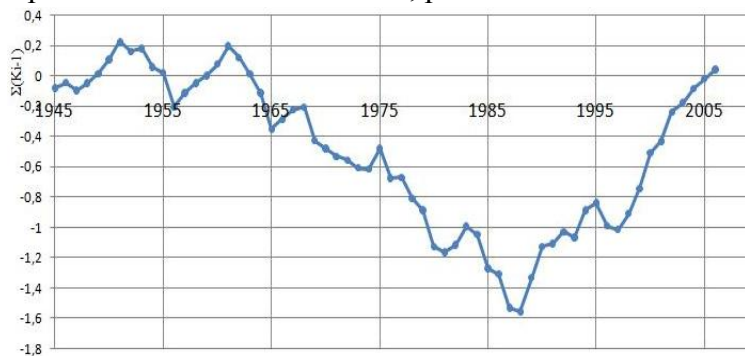


Рис. 2 – Разностная интегральная кривая среднегодовых температур воздуха по метеостанции Тернополь.

В колебаниях среднегодовых температур воздуха с середины 40-х годов прошлого столетия (рис. 2) прослеживается относительно стабильный период с 1945 по 1961 гг. С 1961г. наступает отрицательная или холодная фаза, продлившаяся до 1988 г. и переходящая с 1989 года в теплую.

Сопоставляя разностные интегральные кривые температур воздуха (рис. 2),

годовых осадков (рис. 3) и стока (рис. 4), можно сделать вывод, что колебания годового стока определяются, в первую очередь, многолетней динамикой осадков.

Отрицательная фаза колебаний годовых осадков сопровождается маловодьем, а влажная (положительная) – многоводьем. Смена фаз водности наступает с временным сдвигом в 1 год. Например, конец положительной фазы в колебаниях осадков был отмечен в 1981 году, а годового стока в 1982 г. Переход годовых осадков в положительную фазу (1996 г.) вызвал соответствующий переход стока в многоводную фазу в 1997 году.

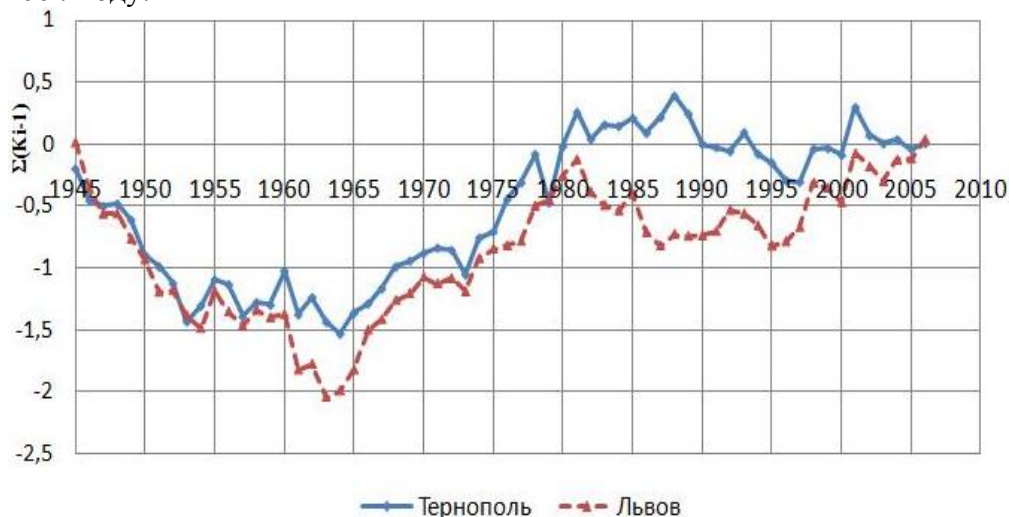


Рис. 3 – Разностные интегральные кривые годовых осадков по метеостанциям Тернополь и Львов.

Из сезонных особенностей климатических факторов следует отметить цикличность колебаний осадков зимнего сезона (декабрь-февраль). Так, период до 1995 года соответствует колебаниям годовых осадков, но в отличие от последних перехода во влажную фазу (с 1997 г.) не происходит (рис. 5).



Рис. 4 – Разностные интегральные кривые стока р. Смотрич и р. Серет.

Повышение температур зимнего сезона обуславливает повышение среднегодовых температур. Температуры летнего сезона за рассматриваемый период практически не изменялись. В колебаниях средних температур воздуха за зимний сезон просматриваются те же самые закономерности, что и в колебаниях среднегодовых температур, т.е. с 1988 г. наблюдается последний переход в положительную фазу. Из рис. 4 видно, что на 1982 г. приходится начало следующего гидрологического цикла, поэтому весь период наблюдений целесообразно разбить на два периода:



Рис. 5 – Разностная интегральная кривая осадков за зимний сезон по метеостанции Тернополь.

от начала наблюдений до 1982 г. и от 1983 до 2006 г. По этим периодам было определено сезонное распределение стока, которое представлено в табл. 2.

Ранее В.В. Гребень [10] при сравнении двух упомянутых периодов отмечал значительное выравнивание стока рек на рассматриваемой территории. Существенно уменьшался сток в весенний период, в среднем на 8,2 %, и увеличивался в летний и осенний.

По данным, приведенным в табл. 2 видно, что выравнивание внутригодового распределения стока, которое наблюдалось по 2000 гг., практически прекратилось, а на некоторых реках началось, наоборот, усиление внутригодовой неравномерности. Так, на р. Жванчик весенний сток увеличился на 7,1 % по сравнению с периодом 1983-2000 гг.

В качестве перспективы исследования следует наметить изучение тенденции стока наносов реками Подолли на современном этапе.

Таблица 2 – Сезонное распределение стока воды рек Подолии

Река- Пункт	Весна			Лето			Осень			Зима		
	$Q_I, \%$	$Q_{II}^*, \%$	$Q_{II}, \%$	$Q_I, \%$	$Q_{II}^*, \%$	$Q_{II}, \%$	$Q_I, \%$	$Q_{II}^*, \%$	$Q_{II}, \%$	$Q_I, \%$	$Q_{II}^*, \%$	$Q_{II}, \%$
Щерек-Щирец	32,8	–	33,4	22,9	–	22,6	20,3	–	21	23,9	–	23,1
Гнилая Липа- Большовцы	34,7	29,7	32	24,4	27,6	24,7	19	19,5	19,7	21,7	23,2	23,5
Золотая Липа- Бережаны	33,3	28,8	28,8	25,5	26,6	25,8	20,6	21,9	23,1	20,5	22,7	22,2
Коропец- Коропец	35,0	31,3	34,2	24,8	28,7	25,2	20	21,5	21	20,1	18,5	19,6
Серет- Чортков	36	30,5	32	22,1	23,7	22,9	21,6	23,8	23,1	20,3	22	21,8
Збруч- Завалье	36,8	32,8	30	22,5	23,5	24,5	20,3	20,4	23,8	20,1	23,3	21,5
Жванчик- Ластовцы	35,2	26,3	33,4	24,3	28,6	25,7	21,9	28,8	20,4	18,6	16,3	20,5
Смотрич- Купин	41	33,7	30,8	22,4	22,5	25	17,1	21,3	21	19,6	22,5	23,2
Мукша- Малая Слоб.	41,8	–	27	20,4	–	25,6	16,9	–	22	20,9	–	25,1
Лядова-Же- ребилровка	34,1	–	27,4	20,1	–	19,1	23,9	–	31,5	21,9	–	21,9
Среднее по региону	36	29,5	31	22,9	26,4	24,1	20,2	22,4	22,7	20,8	21,7	22,2

Примечание:  $Q_I$  – доля стока за сезон до 1982 г.;  $Q_{II}^*$  – сезонная доля стока за период 1982-2000 гг., по данным [10];  $Q_{II}$  – доля стока за сезон периода 1982-2006 гг.

**Выводы.** Формирование водного режима рек Украинского Подолья последние десятилетия происходит на фоне положительной (с 1989 г.) фазы колебаний среднегодовых температур воздуха и положительной (с 1997 г.) фазы колебаний годовых осадков. Увеличение среднегодовых температур воздуха за период с 1945 до 2006 года составило  $0,5^\circ\text{C}$ , годовых осадков - 50-100 мм. Колебания годового стока соответствуют колебаниям годовых осадков, но смена фаз водности происходит с запаздыванием в 1 год. Закономерности колебаний температур воздуха в среднем за год и за зимний сезон совпадают. В отличие от колебаний годовых осадков, осадки зимнего сезона, начиная с 1988 года, находятся в отрицательной фазе. Увеличение годовых осадков происходит за счет весеннего сезона и преимущественно осадков марта. Снижение стока весеннего сезона и увеличение стока летнего, отмеченное В.В.Гребнем за период от начала 50-х до 2000 г., стало менее выраженным.

### Список литературы

1. Глушков В.Г. Перспективы и пути развития гидрологии в СССР. – Изв. ГГИ, 1934, № 65, с. 23-30.
2. Будыко М.И. Эволюция биосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 488с.
3. Вишневський В.І., Косоветь О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – 324 с.
4. Вишневський В.І. Про природні чинники підтоплення//Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – Т. 12 – С. 78-82.
5. Вишневський В.І., Косоветь О.О. Зміни стану довкілля України//Географія в інформаційному суспільстві. – 2008. – Т. III – С. 5-13.
6. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / В.К. Хільчевський, І.М. Ромась, М.І. Ромась та ін.; За ред. В.К. Хільчевського. - К.: Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
7. Лобода Н.С. Потепління та оцінка можливих наслідків перспективи змін водних ресурсів України в умовах глобального потепління//Географія в інформаційному суспільстві. – 2008. – Т. III – С. 17-19.
8. Гребінь В.В. Географо-гідрологічний аналіз як метод досліджень сучасних змін водного режиму річок//Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2006. – Т. 9 – С. 17-30.
9. Мельник С.В., Киндюк Б.В., Дилевская Е.В. Сток взвешенных наносов на реках Подольской возвышенности// Вісник Дніпропетровського університету. Серія геологія, географія. 2006. – Вип. 8. – №10. – С. 78-84.
10. Гребінь В.В. Внутрірічний розподіл стоку води і наносів лівобережних приток Дністра та його сучасні зміни. //Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2005. – Т. 7 – С. 133-142.

#### **Багаторічна мінливість клімату й водного режиму річок Подолії.**

**Лобода Н.С., Мельник С.В.**

*Проводиться аналіз багаторічної мінливості кліматичних факторів у межах Подолії. Відзначається статистично значиме підвищення температури в регіоні при відсутності змін у тенденції опадів. У стоці річок триває фаза підвищення водності, що почалася у 1998 р. Сезонний перерозподіл стоку річок з розглянутої території став менш вираженим, а на деяких річках почався зворотний процес (підвищення частки стоку у весняний сезон).*

**Ключові слова:** річки Подолії, багаторічні зміни температури, стік води, сезонні зміни стоку.

#### **Long-term variability of a climate and water regime of the rivers of Podol.**

**N. Loboda, S. Melnyk**

*The analysis of long-term variability of climatic factors within Podol is carried out. Statistically significant rise in temperature in region in the absence of changes in the tendency of sediments is marked. In a runoff of the rivers the phase which has begun in 1998 of increase of hydraulicity proceeds. Seasonal redistribution of a runoff of the rivers from considered territory became less expressed, and on some rivers return process (increase of a share of a runoff during a spring season) has begun.*

**Keywords:** the rivers of Podol, long-term changes of temperature, a water runoff, seasonal changes of a runoff.



УДК 556.16

**І.О. Шахман**, к. геогр. н.

*Херсонський гідрометеорологічний технікум ОДЕКУ*

**Н.С. Лобода**, д. геогр. н.

*Одеський державний екологічний університет*

## **ЗАСТОСУВАННЯ ІМІТАЦІЙНОЇ СТОХАСТИЧНОЇ МОДЕЛІ РІЧНОГО ПОБУТОВОГО СТОКУ ДО ОЦІНКИ СТАНУ ВОДНИХ РЕСУРСІВ НИЖНЬОГО ПОДНІПРОВ'Я В УМОВАХ ВОДОГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ**

*Наведена оцінка змін річного стоку на основі імітаційної стохастичної моделі побутового стоку та виконана апробація моделі на даних водогосподарських балансів за 1991–2003 рр.*

**Ключові слова:** водогосподарський баланс, стохастична модель побутового стоку, басейновий принцип.

**Вступ.** Одно з найважливіших напрямлень дослідження гідросфери – вивчення її як джерела водних ресурсів, а також оцінка сукупності гідрологічних процесів, які відбуваються в гідросфері. Ці явища можуть бути описані за допомогою систем балансових рівнянь, які відображають взаємодію усіх ланок кругообігу. Такі ланки відіграють різну роль в кругообігу води і мають неоднаковий ступінь значущості. Останнім часом інтенсивно зростає роль господарської ланки вологообігу. Система рівнянь водного балансу втрачає своє природне забарвлення і трансформується в нову систему рівнянь – водогосподарський баланс (ВГБ). ВГБ служить інструментом аналізу співвідношення водних ресурсів та водоспоживання, процесу використання водних ресурсів, передбачає облік антропогенних факторів, які впливають на водні ресурси і змінюють їх кількісний та якісний склад (регулювання стоку, зворотні води тощо). На основі вивчення водогосподарських балансів здійснюється управління водними ресурсами [1, 6, 7, 9, 10]. Наріжним каменем політики використання водних ресурсів є сукупна оцінка їх таким чином, щоб розробити рекомендації, які спрямовані на раціональне використання водних ресурсів, управління ними й планування водогосподарських заходів, а також оптимальне розміщення водоемких виробництв.

**Стан проблеми.** У розвинутих країнах Європи, США, Канаді, Австралії екологічна криза у водокористуванні склалася на межі 50–60 років минулого сторіччя. На сьогодні ці країни зуміли її подолати завдяки переходу на екосистемне управління водним господарством через басейнові органи управління на основі платного водокористування. Басейновий принцип управління було рекомендовано ЮНЕП ще у 1984 році. В 1989 році у річних звітах країн – членів ЄС цей підхід було визнано як найбільш ефективний з економічної та екологічної точок зору. Рамкова водна директива Європейського Співтовариства (РВД ЄС), прийнята у 2000 році, визначила басейновий принцип управління водними ресурсами як стратегічний напрямок сучасної водної політики, який повинен забезпечити перехід водокористування на принцип сталого розвитку [3].

Пропозиції щодо створення басейнової системи водокористування й охорони вод в умовах оплачування всіх видів водовикористання було закладено спочатку в Концепцію (1993), а потім і в Національну програму оздоровлення басейну Дніпра (1997), використано при розробці Водного Кодексу України (1995) і Концепції розвитку водного господарства України (2000).

З прийняттям Водного Кодексу України ситуація в галузі управління водним господарством дещо покращилася: проголошено басейновий принцип управління водними ресурсами, унормовано водокористування тощо. Однак функції управління



використанням і охороною водних ресурсів було розпорошено між різними гілками влади, в басейнах крупних річок не визначено єдиних повновладних господарів.

Аналіз водних ресурсів Нижнього Подніпров'я дозволив установити особливо низьку забезпеченість водою півдня території. Нестача води підсилюється нераціональним споживанням води й приводить до забруднення водних джерел. Усі річки Нижнього Подніпров'я зарегульовані [5]. Суттєвою проблемою гідрологічних розрахунків є недостатність кількості та тривалості спостережень за стоком. У своїй більшості ряди стоку є статистично неоднорідними через вплив водогосподарської діяльності. Даних про природний стік практично не залишилося, а для Херсонської області дані спостережень за стоком малих річок взагалі відсутні.

**Метою роботи** є оцінка водогосподарського впливу на характеристики річного стоку річок Нижнього Подніпров'я на основі моделі “клімат – стік” (Є.Д. Гопченко, Н.С. Лобода, 1998) та імітаційного стохастичного моделювання побутового стоку (Н.С. Лобода, 2005) та апробація моделей на основі даних водогосподарських балансів.

**Матеріали та методи досліджень.** До використаних у роботі матеріалів спостережень входять: вимірний стік річок з території Нижнього Дніпра, починаючи з моменту відкриття гідрологічних постів до 2003 року за даними станцій Державної гідрометеорологічної служби України, дані про складові водогосподарських балансів за 1991 по 2003 рр.

Зібрана інформація по водоспоживанню (складові ВГБ) для території Нижнього Подніпров'я описує витратну частину ВГБ, яка характеризує загальну потребу в воді та включає види водокористування та водоспоживання, втрати при регулюванні водних ресурсів, витрати води на підтримку її оптимальної якості (водозабір на промислові та комунальні потреби, водозабір на зрошення, водозабір з шахтних колодязів). Додатною складовою ВГБ є також зворотні води та скиди, які попадають знов у водогосподарський контур даного водогосподарського регіону (скиди та повернення води по каналізаційній мережі, скиди і повернення зі скидових каналів і шахтних вод, скиди за дренажною та зрошувальною мережею). Дані по водоспоживанню, скиду і поверненню не відповідають періоду спостережень за стоком. Ці дані, що сформовані як з архівних матеріалів гідрометслужби, так і облводгоспів, як правило, не співпадають за територіальним принципом узагальнення матеріалів: матеріали гідрометслужби формуються за басейновим принципом, а в виробничих об'єднаннях водного господарства, в основному, відбувається накопичування даних з обліку водокористування, водоспоживання, скиду та повернення вод за адміністративним принципом (область – район – населений пункт – водоспоживач). Басейновий принцип обліку вод здійснюється в Облводгоспах по головних річках або по їх великих притоках. Тому зібраний вихідний матеріал за період з 1991 по 2003 рік був сформований у базу даних за басейновим принципом для водозборів, у замикальному створі яких розташовані стокові пости. Проведена обробка матеріалу за стандартними формами облводгоспів „2ТП Водгосп”. Площі зрошення не виділені в жодному облводгоспі за басейновим принципом. Тому площі зрошення визначалися за схемою „територія басейну річки – район – населений пункт – землі кооперативного (фермерського) господарства”.

Аналізуючи загальну картину використання вод за період з 1991 по 2003 рік, можна відмітити наступне. В Нижньому Подніпров'ї спостерігається тенденція зниження водоспоживання і водовідведення практично для всіх водоспоживачів регіону, зі сплеском об'ємів як забору, так і скиду у 1994–1995 рр. Що стосується площ зрошення, то по мірі розвитку зрошувальної системи в областях Нижнього Подніпров'я (Дніпропетровській, Херсонській, Миколаївській, Одеській та Кіровоградській) відбувалося збільшення їх площ, яке досягло піка на початку 90-х років минулого

сторіччя, після чого почалося їх поступове зменшення („списання площ”), що спостерігається і до теперішнього часу.

Не дивлячись на загальне зниження споживання води в частинах Кіровоградської, Миколаївської, Дніпропетровської, Одеської та Херсонської областей і повсюдне зменшення забору на зрошення в багатьох галузях народного господарства, в Дніпропетровській області („Криворіжсталь”) спостерігаються високі темпи водоспоживання відносно наявних природних водних ресурсів, які посилюють дефіцит водних ресурсів в цьому економічно розвинутому регіоні.

Основними методами дослідження є метод водно-теплого балансу (В.С. Мезенцев, 1978), який увійшов до моделі “клімат – стік” [2], та імітаційна стохастична модель побутового річного стоку [4, 5], розроблених в ОДЕКУ.

**Результати досліджень та їх аналіз.** На вході в імітаційну стохастичну модель використані дані про природний річний стік [5], на виході – дані про побутовий стік при заданих рівнях водогосподарської діяльності та кліматичних умовах [8]. За результатами імітаційного стохастичного моделювання на основі методу множинної регресії отримані аналітичні рівняння, які пов’язують характеристики річного стоку (середнє арифметичне значення  $\bar{Y}_П$ , коефіцієнти варіації  $C_{vП}$  та асиметрії  $C_{sП}$ ) із показниками масштабів водогосподарської діяльності (відносна площа водного дзеркала штучних водойм  $f_B$ , відносна площа зрошуваних земель  $f_{зр}$ , коефіцієнти корисної дії зрошувальних систем  $\eta$ , показник розташування площ зрошення відносно водоприймача  $\xi$ , оптимальне зволоження ґрунту  $v_0$  [8]. Отримані залежності є “функціями впливу” водогосподарських перетворень на характеристики річного стоку. Функції впливу розроблені окремо для різних видів водогосподарської діяльності (додаткового випаровування з поверхні штучних водойм, відбирання води на зрошення за рахунок місцевого стоку, надходження зворотних вод з сільськогосподарських масивів). При інтегральній оцінці впливу водогосподарських перетворень використовуються коефіцієнти антропогенного впливу, які є відношенням параметру побутового стоку до параметру природного стоку  $K_A = \frac{A_{ПОВ}}{A_{П}}$ . Урахування

сумарного впливу водогосподарських факторів відбувається шляхом підсумовування коефіцієнтів антропогенного впливу за методикою, описаною в [5]. За отриманими статистичними параметрами побутового стоку визначається стік заданої забезпеченості. Достовірність отриманих результатів визначається збіжністю фактичних і розрахованих даних для року визначеної забезпеченості.

За результатами розрахунків проведена оцінка достовірності результатів моделювання шляхом співставлення отриманих характеристик побутового стоку із визначеними за даними спостережень. Розрахункові значення параметрів побутового стоку р. Інгулець (с. Олександрівка-Степанівка, с. Іскрівка, м. Кривий Ріг) отримані як результат взаємодії трьох факторів антропогенного впливу: втрат води на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм, втрат води при вилученні з місцевого стоку на зрошення і додаткового припливу вод, які надходять при зрошуванні сільськогосподарських масивів водами річки-донора (табл. 1), а для р. Інгул (м. Кіровоград, с. Седнівка, с. Новогорожене), р. Кодима – с. Катеринка, р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка – як результат взаємодії двох факторів антропогенного впливу: втрат води на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм та втрат води при вилученні з місцевого стоку на зрошення (табл. 2). Співставлення розрахункових й спостережених значень стоку заданої забезпеченості в переважній більшості показало задовільний збіг результатів моделювання емпіричним даним [8].

Таблиця 1– Порівняння фактичних і розрахованих за моделлю величин побутового стоку р. Інгулець – с. Олександро-Степанівка. Вхідні параметри природного стоку:  $\bar{Y}_{П} = 79,0$  мм;  $C_{v_{П}} = 0,60$ ;  $C_{s_{П}} = 1,30$ . Коефіцієнти антропогенного впливу при наявності заборів води на зрошування із місцевого стоку:  $K_{\bar{Y}} = 0,88$ ;  $K_{C_v} = 1,01$ ;  $K_{C_s} = 1,00$  ( $f_{зр\ cер}, \% = 0,75$ ;  $v_0 = 0,9$ ;  $\eta = 0,9$ ). Коефіцієнти антропогенного впливу при наявності на водозборі штучних водойм:  $K'_{\bar{Y}} = 0,87$ ;  $K'_{C_v} = 1,11$ ;  $K'_{C_s} = 1,08$  ( $f_B, \% = 1,09$ ). Коефіцієнти антропогенного впливу при наявності зворотних вод із зрошуваних масивів за рахунок річки-донора:  $K''_{\bar{Y}} = 1,02$ ;  $K''_{C_v} = 1,00$ ;  $K''_{C_s} = 1,02$  ( $f''_{зр\ cер}, \% = 0,22$ ;  $v_0 = 0,9$ ;  $\xi = 1,0$ ;  $\eta = 0,9$ )

Рік	Забезпеченість $P, \%$	Природний стік заданої забезпеченості $Y_{Пр}, мм$	Побутовий розрахунковий стік заданої забезпеченості $Y_{Поб.роз.р}, мм$	Побутовий фактичний стік заданої забезпеченості $Y_{Поб.ф.р}, мм$	Побутовий спостережений стік $Y_{Поб}, мм$	Похибка $\delta = (Y_{Поб} - Y_{Поб.ф.р}), \%$
1991	1,47	224	188	198	175	13,1
1992	2,94	202	160	170	164	3,66
1993	26,5	101	79,3	88,1	76,0	15,9
1994	16,2	128	103	95,7	82,0	16,7
1995	41,2	80,2	61,3	70,1	66,0	6,21
1996	42,6	78,4	59,8	67,6	65,0	4,00
1997	45,6	74,4	56,5	64,1	55,0	16,5
1998	66,2	52,7	37,9	44,7	40,0	11,8
1999	72,1	47,0	33,0	39,1	38,0	2,89
2000	58,8	60,0	44,2	50,4	46,0	9,61
2001	54,4	64,4	48,0	53,6	50,0	7,20
2002	33,8	89,8	69,4	73,0	70,0	4,29
2003	23,5	107	84,3	87,3	78,0	11,9

$$\delta_{сер} = 9,52 \%$$

Таблиця 2 – Порівняння фактичних і розрахованих за моделлю величин побутового стоку р. Інгул – с. Новогорожене.

$$\bar{Y}_{II} = 47,0 \text{ мм}; C_{v_{II}} = 0,60; C_{s_{II}} = 1,30.$$

$$K_{\bar{Y}} = 0,83; K_{C_v} = 1,05; K_{C_s} = 1,02 (f_{зр_{сер}}, \% = 1,6; v_0 = 0,9; \eta = 0,9).$$

$$K'_{\bar{Y}} = 0,91; K'_{C_v} = 1,07; K'_{C_s} = 1,05 (f_B, \% = 0,69).$$

Рік	Забезпеченість $P, \%$	Природний стік заданої забезпеченості $Y_{IIp}, \text{ мм}$	Побутовий розрахунковий стік заданої забезпеченості $Y_{Поб.роз.р}, \text{ мм}$	Побутовий фактичний стік заданої забезпеченості $Y_{Поб.ф.р}, \text{ мм}$	Побутовий спостережений стік $Y_{Поб}, \text{ мм}$	Похибка $\delta = (Y_{Поб} - Y_{Поб.ф.р}), \%$
1991	72,9	27,5	16,8	19,9	20,0	0,50
1992	82,9	21,6	12,1	13,3	14,0	5,00
1993	87,1	18,8	10,9	12,6	13,0	3,08
1994	97,1	10,6	0,34	6,31	6,20	1,77
1995	95,7	12,0	1,93	7,41	8,20	9,63
1996	44,3	45,3	33,9	37,9	35,0	8,34
1997	94,3	13,3	3,80	8,88	8,60	3,26
1998	90,0	16,9	10,1	11,9	10,0	19,0
1999	51,4	40,1	29,1	33,9	31,0	9,35
2000	77,1	25,1	14,5	18,4	16,0	15,0
2001	60,0	35,0	24,2	28,3	27,0	4,81
2002	74,3	26,7	16,0	19,3	19,0	1,58
2003	17,1	73,9	59,8	62,2	64,0	2,81

$$\delta_{сер} = 6,47\%.$$

Виключення становить водозбір р. Інгулець – м. Кривий Ріг, де спостерігається перевищення допустимої похибки ( $\delta_{сер} \approx 11\%$ ) при розрахунках річного побутового стоку, яке пояснюється активізацією в межах водозбору карстових процесів, пов'язаних з техногенним підтопленням значних територій. Перевищення допустимої похибки розрахунку пояснюються тим, що для території, яка досліджується, характерне скидання промислових і шахтних вод "на рельєф місцевості", тобто в місцях, які не завжди співпадають за місцезнаходженням з сільськогосподарськими масивами, що зрошуються, і тому не враховувалися при проведених розрахунках.

#### **Висновки і перспективи подальших досліджень.**

В даний час має місце процес переходу від адміністративно-територіального до басейнового принципу управління водними ресурсами, про що свідчить Закон України „Про загальнодержавну програму розвитку водного господарства” (2002). Згідно до цього закону, на перспективу до 2010 року передбачається повний перехід на басейновий принцип управління водними ресурсами України на основі басейнових угод на рівні басейнового комітету, який буде громадським органом управління.

Для реалізації такого підходу необхідно розробити на погоджений в рамках басейну період (20–25 років) еколого-економічну оптимізаційну модель розвитку басейну, яка повинна забезпечити підтримання життєдіяльності водних екосистем в басейні і забезпечення потреб у воді і водних об'єктах [2].

Шляхом до здійснення таких перспектив є модель побутового стоку, розроблена в ОДЕКУ [2, 4, 5], реалізація, теоретичний розвиток та апробація якої для території Нижнього Подніпров'я викладені у даній роботі.

#### **Список літератури**

1. *Воропаев Г.В.* Физико-географические основы формирования водохозяйственных балансов / Г.В. Воропаев, В.Б. Местечкин. – М.: Наука, 1981. – 134 с.
2. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с.
3. *Дубняк С.С.* Становлення басейнового принципу управління водними ресурсами України на основі екосистемних підходів / С.С. Дубняк, С.А. Дубняк // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. Серія: Біологія. Спец. випуск „Гідроєкологія”. – 2005. – № 3 (26). – С. 143–145.
4. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. *Лобода Н.С., Шахман І.О.* Методика розрахунку річного стоку річок Нижнього Подніпров'я в умовах недостатності даних спостережень // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.2. – К:КНТ. – 2006. – С. 200–207.
6. *Паламарчук М.М.* Водний фонд України: довід. посіб. / М.М. Паламарчук, Н.Б. Загорчевна. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392 с.
7. *Фоменко Е.А.* Методика оценки водных ресурсов Украинской и Молдавской ССР // Труды УкрНИГМИ. – 1986. – Вып. 215. – С. 85–90.
8. *Шахман І.О.* Водні ресурси Нижнього Подніпров'я в умовах зрошувального землеробства / І.О. Шахман // Метеорологія, кліматологія, гідрологія. – 2008. – № 50. – С. 102–107.
9. *Шерешевский А.И.* Норма и изменчивость годового стока рек Украины / А.И. Шерешевский, П.Ф. Вишневецкий // Гидробиологический журнал. – 1997. – Т. 3. – С. 81–91.
10. *Шерешевський А.І.* Розрахункове випаровування з водної поверхні на території України / А.І. Шерешевський, Л.К. Сіницька // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип. 252. – С. 11–26.

**Применение имитационной стохастической модели годового стока к оценке состояния водных ресурсов Нижнего Поднепровья в условиях водохозяйственной деятельности. Шахман И.А., Лобода Н. С.** Приведена оценка изменений годового стока на основе имитационной стохастической модели бытового стока и выполнена апробация модели на данных водохозяйственных балансов за 1991–2003 гг.

**Ключевые слова:** водохозяйственный баланс, стохастическая модель бытового стока, бассейновый принцип.

**Application of imitating stochastic model of an annual runoff to an estimation of a condition of water resources Low Podneproviya in the conditions of water economic activities. Shahman I. A, Loboda N.S.**

The estimation of changes of an annual runoff on the basis of imitating stochastic model of a life-conditioned annual runoff is resulted and model approbation on data of water economic balances for 1991-2003 years is executed.

**Keywords:** water economic balance, stochastic model of a life-conditioned annual runoff, drainage a principle.

УДК 556.166

Ладжель Махмуд, к.г.н.

Университет Сэтиф, Алжир

Гопченко Е.Д., д.г.н., Овчарук В.А., к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

## ПРОЕКТИРОВАНИЕ ГИДРОГРАФОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА УЭДАХ АЛЖИРА

*Предлагается методика проектирования гидрографов дождевых паводков на уэдах Алжира, основанная на модели Д.Л.Соколовского.*

**Ключевые слова:** гидрограф, дождевые паводки, уэд.

**Введение.** Водные ресурсы рек Алжира в основном формируются за счет серии последовательных паводков в период сезона дождей. Характерной особенностью этих паводков является их небольшая продолжительность (до 1 суток). Поэтому стационарные гидрологические измерения не всегда регистрируют прохождение максимумов между сроками наблюдений, особенно на малых и средних реках. В основном гидрографы паводков на рассматриваемой территории можно характеризовать как одномодальные, что упрощает возможности их проектирования.

**Существующие методики проектирования гидрографов стока и их анализ.**

**Метод Д.И.Кочерина.** Он предложил схематизацию гидрографов паводков производить в виде линейных треугольников. В фазах подъема и спада расходы воды выражаются уравнениями [8]

$$Q(t) = Q_{max} \frac{t}{t_n}, \quad (1)$$

и

$$Q(t) = Q_{max} \frac{t_{cn} - t}{t}, \quad (2)$$

где  $Q(t)$  - текущий расход воды;

$Q_{max}$  - максимальная ордината гидрографа;

$t$  - текущее время;

$t_n$  - время подъема;

$t_{cn}$  - время спада.

**Расчетная схема Д.Л.Соколовского.** В развитие идеи Кочерина Д.И., он предложил характеризовать гидрограф паводка формой параболического треугольника с одним пиком и временем подъема  $t_n$  меньшим времени спада  $t_{cn}$ . Ветвь подъема при этом описывается уравнением [4,8]

$$Q(t) = Q_{max} \left( \frac{t}{t_n} \right)^m, \quad (3)$$

спада -

$$Q(t) = Q_{max} \left( \frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^n. \quad (4)$$

Показатель степени  $m$  выражает скорость роста расходов воды в течение фазы подъема, а  $n$  - их убывание в фазе спада. Для небольших водосборов Д.Л. Соколовский рекомендует принимать следующие значения показателей степени:  $m = 2$ , а  $n = 3$ .

**Метод Г.А.Алексеева.** Г.А.Алексеев применил для схематизации одномодальных паводков уравнение кривой распределения Гудрича [1, 8]

$$Q(t) = Q_{max} 10^{-\frac{\lambda(1-x)^2}{x}}, \quad (5)$$

где  $x = \frac{t}{t_n}$  - абсцисса, отнесенная к продолжительности подъема гидрографов;

$\lambda$  - параметр, зависящий от коэффициента формы гидрографа паводка  
 $f = \frac{Q_{max} t_n}{W}$ .

Для определения продолжительности подъема половодья Г.А.Алексеев предложил следующую формулу

$$t_n = \frac{T_0}{3} + \frac{2}{3} t_p, \quad (6)$$

где  $T_0$  - продолжительности водоотдачи,

$t_p$  - время руслового добегания.

**Метод Семагрефа (Франция).** В работе Семагрефа [11], было рекомендовано проектировать гидрограф по следующей формуле

$$Q(t) = \frac{2 Q_m \left(\frac{t}{D}\right)^\alpha}{1 + \left(\frac{t}{D}\right)^{2\alpha}}, \quad (7)$$

где  $Q(t)$ - текущий расход воды;

$Q_m$  - максимальный расход воды;

$\alpha$  - показатель степени значение, которого зависит от максимального расхода  $Q_m$  и от суточного объема стока заданной обеспеченности;

$D$ - характерное время водосбора; это интервал времени, в течение, которого проходит половина максимального расхода  $Q_m$ .

При отсутствии данных наблюдения рекомендует использовать следующую формулу для  $D$

$$\log D = -0.69 + \log F + 2.2 \sqrt{\frac{P_\gamma}{P_{c,10\%} t_\gamma}}, \quad (8)$$

где  $F$  - площадь водосбора, км<sup>2</sup>;

$P_\gamma$  - средние годовые осадки, мм;

$P_{c,10\%}$  - суточные осадки 10% обеспеченности, мм;

$t_\gamma$  - средняя годовая температура, °C.

**Методика проектирование гидрографов, предлагаемая и реализованная авторами для уэдов Алжира.**

Для проектирования расчетных высоких гидрографов стока принята параболическая модель одномодального паводка, т.е она совпадает со схемой Д.Л.Соколовского. По этой схеме необходимо определить основные характеристики гидрографов: продолжительность подъема ( $t_n$ ), расчетный максимальный расход ( $Q_{max}$ ) и продолжительность спада ( $t_{cn}$ ) паводков. Также необходимо располагать данными о показателях степени ветвей подъема ( $m$ ) и спада ( $n$ ). Основными проблемными и пока

нерешенными остаются вопросы, связанные с учетом генетических типов паводков. Статья авторов посвящена проектированию гидрографов дождевых паводков, опираясь на модель трансформации склонового стока в русловой.

**Определение продолжительности паводка.** Продолжительность паводка  $T_n$  состоит из двух составляющих: времени подъема  $t_n$  и спада  $t_{cn}$ .

Между собой эти две величины можно связать соотношением  $t_{cn} = \gamma t_n$ . Выразим продолжительность паводка  $T_n$  в зависимости от времени подъема  $t_n$ , т.е.

$$T_n = (\gamma + 1)t_n. \quad (9)$$

Параметр  $\gamma$  авторами рекомендуется нормировать в зависимости от площади водосбора  $F$ . С этой целью обосновано уравнение вида

$$\gamma = 0.03(F + 1)^{0.65} + 1.0. \quad (10)$$

**Определение времени подъема.** Русловой сток является результатом трансформации склонового притока русловой системой. Рассмотрим два различных случая:

Первый случай: когда продолжительность руслового добегания меньше продолжительности склонового притока, т. е.  $t_p < T_0$ , а максимальная ордината паводка образована слоем склонового притока за время  $t_p$ . Максимальный расход паводка наблюдается до конца склонового притока. Тогда, время подъема  $t_n$  будет больше продолжительности руслового добегания  $t_p$  [10]. Теоретически, время подъема меняется от  $T_0/2$  до  $T_0$ . Гидрологический анализ некоторых наблюдаемых высоких паводков на различных водосборах, расположенных на севере Алжира, позволил проверить зависимость между относительным временем подъема  $\left(\frac{t_n}{T_0}\right)$  и относительным временем руслового добегания  $\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , как это показано на рис. 1.

Эта зависимость аналитически описывается следующим уравнением:

$$t_n = \frac{T_0}{2} \left[ 1 + \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^{1/2} \right]. \quad (11)$$

При стремлении времени руслового добегания к нулю, время подъема  $t_n$  стремится к своему нижнему пределу  $T_0/2$ .

Второй случай: При соотношении  $t_p > T_0$  максимальный расход паводка формируется за счет всего слоя склонового притока, но только с части водосбора. В результате русло-пойменого регулирования максимальный расход наступает после окончания склонового притока.



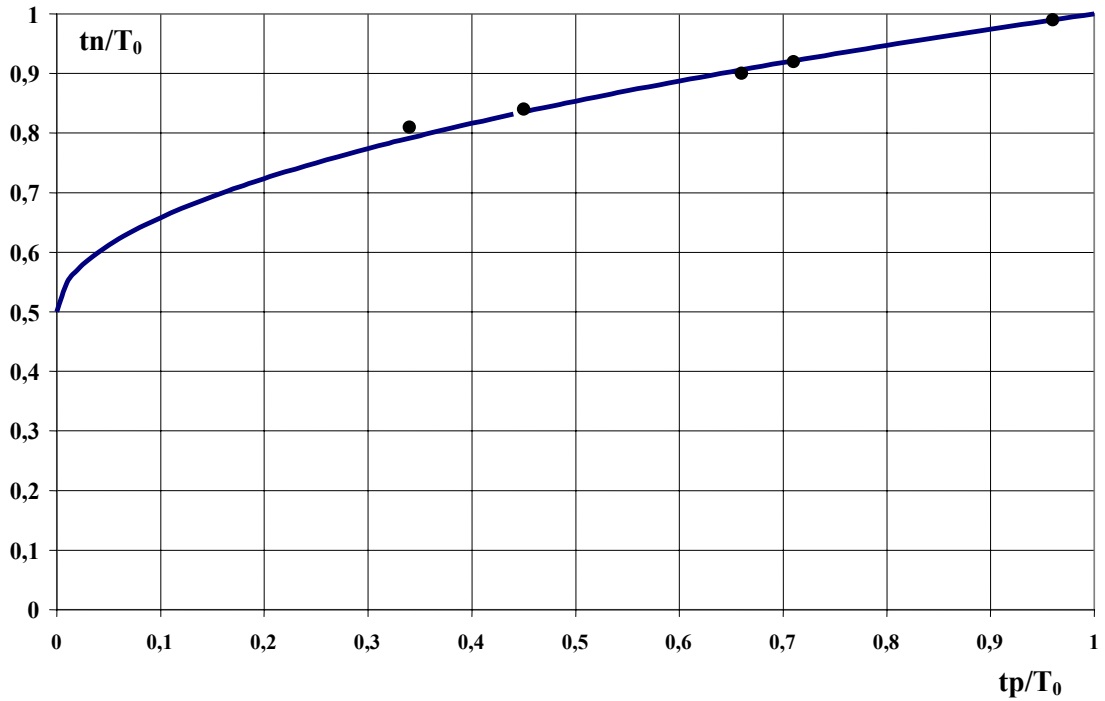


Рис. 1- Зависимость  $t_n/T_0 = f\left(t_p/T_0\right)$ .

Таким образом, время подъема  $t_n$  будет меньше времени руслового добегания  $t_p$ , но больше или равно продолжительности склонового притока  $T_0$  [9,10].

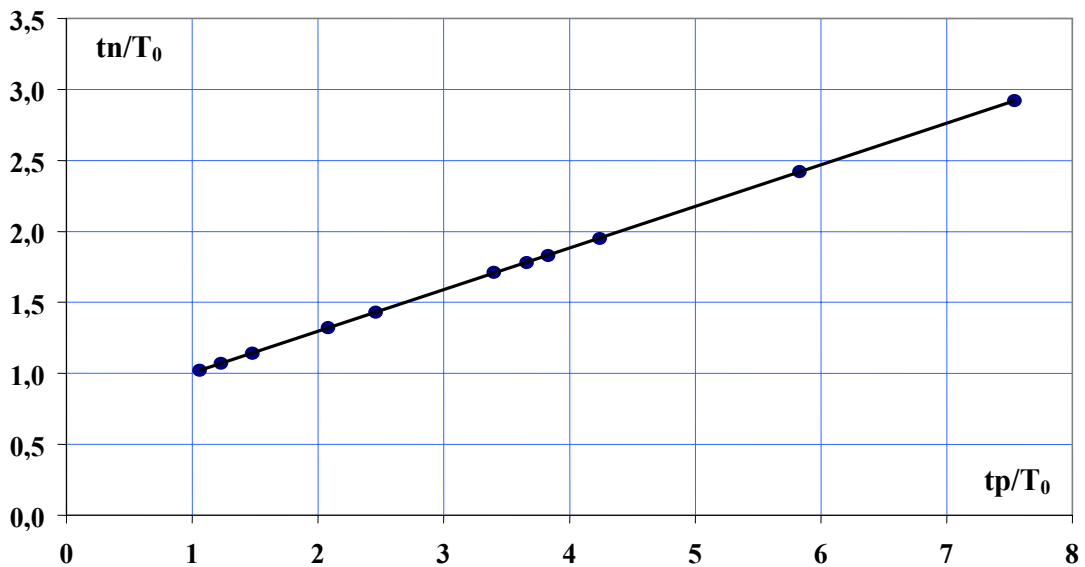


Рис. 2- Зависимость  $t_n/T_0 = f\left(t_p/T_0\right)$ .

На материалах наблюдаемых высоких паводков установлена зависимость между относительным временем подъема  $\left(\frac{t_n}{T_0}\right)$  и относительной продолжительностью временем руслового добегания  $\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , как это показано на рис. 2.

Эта зависимость аналитически описывается линейным уравнением

$$t_n = 0.7T_0 + 0.3t_p \quad (12)$$

**Определение продолжительности склонового притока.** Методика определения продолжительности притока  $T_0$  для уэдов Алжира подробно описана в работах [5,6]. В целом эта характеристика подчиняется географической зональности и представлена в виде карты. Максимальные значения  $T_0$ , близкие к пяти часам, наблюдаются на побережье, в то время как минимальные значения (менее одного часа) - в регионе Сахарского Атласа [6].

**Определение показателей степени.** Проектирование гидрографов дождевых паводков в виде параболических треугольников требует определения показателей степени обеих их ветвей:  $m$  и  $n$ .

Для показателя степени  $m$ , в результате численных экспериментов, были получены следующие уравнения:

а) при  $t_p < T_0$

$$m = \frac{1}{n_1} + \frac{t_p}{T_0} ; \quad (13)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$m = \frac{1}{n_1} + 1, \quad (14)$$

где  $n_1$  – показатель степени в уравнении склонового притока [3].

Для определения показателя степени в уравнении кривой спада  $n$  предлагается использовать уравнение, полученное в результате анализа структуры объемной формулы Д.Л.Соколовского [8]. После некоторых преобразований, получаем

$$n = \frac{k \gamma (m+1)}{(m+1)(\gamma+1) - k} - 1, \quad (15)$$

где  $k = \frac{m_1 + 1}{m_1}$  - коэффициент неравномерности стока паводка;

$m_1$  - показатель степени в уравнении гидрографа руслового стока [3].

Минимальное значение коэффициента  $m_1$ , равное значению  $n_1$ , имеет место при стремлении площади водосбора к нулю [3]. Многие исследования экспериментально показали, что значение коэффициента  $n_1$  очень близко к 0.5 [2,7].

Показатель степени формы  $m_1$  зависит от площади водосбора. Поэтому его можно выразить следующим образом

$$m_1 = n_1 (F + 1)^{\zeta}. \quad (16)$$

Эмпирическая проверка этого выражения для уэдов севера Алжира дала среднее значение  $\zeta \approx -0.20$ .

Запроектированные по изложенной методике гидрографы паводков показаны на рис.3 и 4.

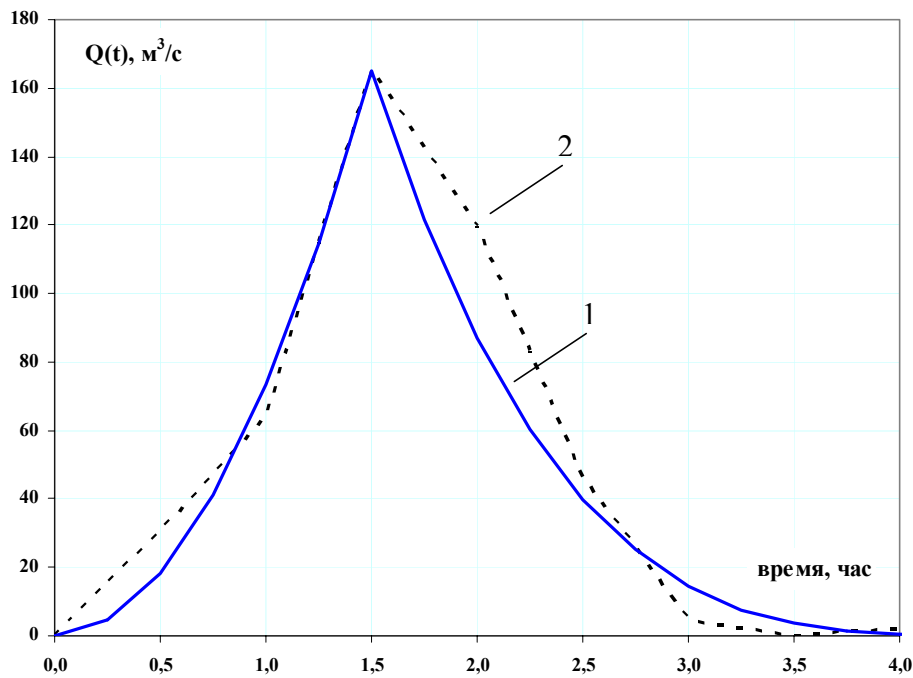


Рис.3 - Паводок 27.09.1969г. на Уэде Рэбуа-Рэбна :

1 - запроектированный по модели авторов, 2 – фактический гидрограф.

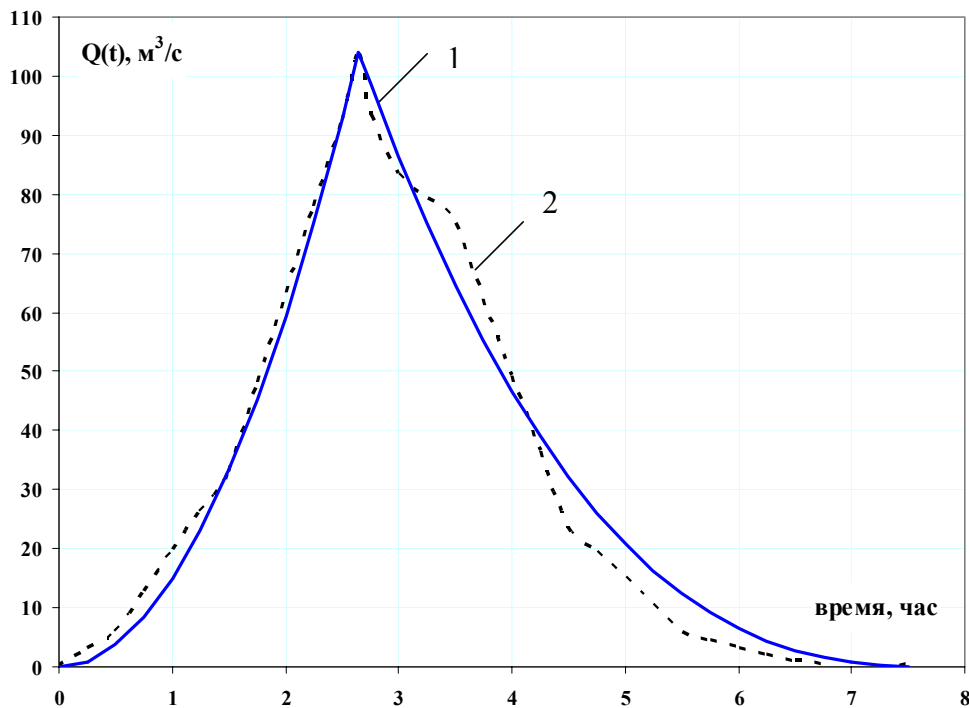


Рис.4 - Паводок 07.12.1987 г. на Уэде Субелла- Сиди Уадах :

1 - запроектированный по модели авторов, 2 – фактический гидрограф.

## Выводы:

- Применение параболической модели гидрографов паводков для уэдов Севера Алжира, с показателями степени  $m = 2$  и  $n = 3$ , показало, что они не в полной мере соответствуют реальным гидрографам.
- Показатель степени ветви подъема паводка  $m$  зависит от формы гидрографов склонового притока.
- Показатель степени ветви спада  $n$  зависит от формы гидрографа паводка и показателя степени в уравнении редукционного гидрографа руслового стока.
- Сравнение расчетных гидрографов, запроектированных по методике авторов, с наблюдаемыми показало, что предложенный метод в целом обеспечивает удовлетворительный результат.

**Задачей дальнейших исследований** является массовая проверка адекватности предложенной схемы проектирования гидрографов по данным о паводках на реках Севера Африки.

## Список литературы

1. Алексеев Г. А. О применении кривой распределения Гудрича к гидрологическим расчетам.// Тр. НИУ ГУГМС, 1946.-сер. IV, вып. 29.- С.91-112.
2. Бефани А. Н. Вопросы региональной гидрологии. Паводочный сток. УМК ВО, Киев, 1989.- 131с.
3. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002.- 110с.
4. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты. Гидрометеиздат, Л., 1970.-459с.
5. Ладжель М., Гопченко Е. Д., Овчарук В.А. О расчете продолжительности притока воды со склонов в период дождевых паводков на уэдах Севера Алжира.// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. Екологія, 2008. – вип.50. - ч.2.- С.84-92.
6. Ладжель М. Методика оцінки тривалості схилового притоку. II міжнародна конференція «Актуальні проблеми водного господарства та природокористування», 21-22 листопада 2007 року, Рівне.
7. Мольчак Я.А. Дождевой сток зоны избыточного увлажнения Украины (Исследования и расчеты). Вища школа, Львов, 1984.- 101 с.
8. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеиздат, Л., 1968.- 540с
9. Ladjel M. A propos de l'application de la formule de calcul du débit maximum des crues pluviales. Séminaire National d'Hydraulique, SNHYC08, Chlef, Algérie, 2008. -С 5.
10. Ladjel M., Gacem A. Caractérisation analytique de l hydrogramme de la crue pluviale. Séminaire National d'Hydraulique 2008, SNHYC08, Chlef, Algérie, 2008. -С 6.
11. Petits Barrages « recommandations pour la conception, la réalisation et le suivi ». Cemagref, 2002.- С 34.

### Проектування гідрографів дощових паводків на уедах Алжиру.

**Ладжель Махмуд, Гопченко Є.Д., Овчарук В.А.**

*Пропонується методика проектування гідрографів дощових паводків на уедах Алжиру, заснована на моделі Д.Л.Соколовського.*

**Ключові слова:** гідрограф, дощові паводки, уед.

### Designing of flood hydrograph on wades of Algeria.

**Ladjel Mahmoud, Gopchenko E., Ovcharuk V.**

*The technique of designing flood hydrograph on wades of Algeria based on models D.L.Sokolovskiy is offered.*

**Key words:** hydrograph, flood, wade.

УДК 556.166

**Н.Г. Сербов, к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет*

**С.Г. Кирияк, асп.**

*Херсонский гидрометеорологический техникум ОГЭКУ*

## **ПРИМЕНЕНИЕ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ ОЦЕНОК ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕВОБЕРЕЖНЫХ ПРИТОКОВ ДНЕПРА)**

*На основе применения методов многомерного совместного и R-модификации факторного анализа проведено уточнение параметров рядов весеннего половодья. Приводится анализ эффективности применения аппарата совместного анализа при уточнении статистических оценок характеристик весеннего половодья.*

**Ключевые слова:** многомерный статистический анализ, максимальный сток весеннего половодья, уточнение статистических параметров

Материалы наблюдений, имеющиеся по каждому гидрологическому объекту, представляют в силу относительной краткости периода наблюдений лишь ограниченную информацию для оценки вероятностных характеристик речного стока. Поэтому всегда желательно увеличение объема наблюдений, а при расчетах экстремумов редкой повторяемости это становится и необходимостью.

Приведение гидрологических рядов к многолетнему периоду при помощи рек-аналогов с применением парной и множественной регрессии не всегда возможно. Во-первых, из-за отсутствия надежных аналогов, имеющих достаточно продолжительные временные ряды, а, во-вторых, для некоторых стоковых величин (например, паводков ливневого происхождения) они вообще отсутствуют вследствие локальной ограниченности развития природных процессов в пространстве. Поскольку увеличение объема наблюдений на основе использования метода аналогий практически невозможно, остается единственный выход – использование принципа эргодичности, предположительно свойственного гидрологическим процессам и, как следствие этого, применение совместного анализа данных по нескольким более или менее однородным объектам.

Вопросы применения объединенного анализа в гидрологических расчетах рассмотрены во многих работах, но наиболее полно принципиальные положения объединения метеорологических и гидрологических данных и методика коллективного анализа обобщенных данных рядов изложены в монографии С.Н.Крицкого и М.Ф. Менкеля [ 5 ].

В основе метода совместного анализа лежит разделение дисперсии колебаний оценок выборочных параметров  $E^2_{полн.}$  на случайную  $E^2_{случ.}$  и географическую  $E^2_{геогр.}$  составляющие [ 5 ], причем

$$E^2_{полн.} = E^2_{случ.} + E^2_{геогр.} \quad (1)$$

Полная дисперсия оценок рассчитывается по формуле

$$E^2_{полн.} = \frac{\sum_{i=1}^k (t_i - \bar{t})^2}{k-1}, \quad (2)$$

где  $t_i$  - оценка параметра по  $i$ -му объекту;  $\bar{t}$  - средняя из оценок по коллективу совместно рассматриваемых объектов.

Случайная составляющая рассеяния исходных статистических параметров вычисляется по стандартным формулам математической статистики или по данным вероятностного моделирования рядов [ 7 ].

Как известно, одним из условий применимости совместного анализа является статистическая однородность коллектива исследуемых объектов. Рассеяние оценок метеорологических факторов практически полностью обусловлено изменчивостью макроатмосферных процессов и не зависит от морфометрических особенностей бассейнов и характера подстилающей поверхности [2]. Величина стока, в отличие от метеорологических факторов, интегрально учитывает все качественное и количественное многообразие связей на водосборах. Образно выражаясь, параметры стока – это результат наложения метеорологических явлений или процессов, измеряемых в отдельных пунктах, на пространственное многообразие характеристик водосборов. Все это обуславливает невозможность использования гидрологических величин в совместном анализе без их приводки к более или менее однородным условиям стока.

Простейший прием приводки применительно к стоковым рядам заключается обычно в переходе от расходов к модулям стока. Однако и модули максимального стока, являясь удельной характеристикой, также обнаруживают зависимость от площади водосбора вследствие расплывания паводочных волн в процессе добега, русло-пойменного водообмена и берегового регулирования.

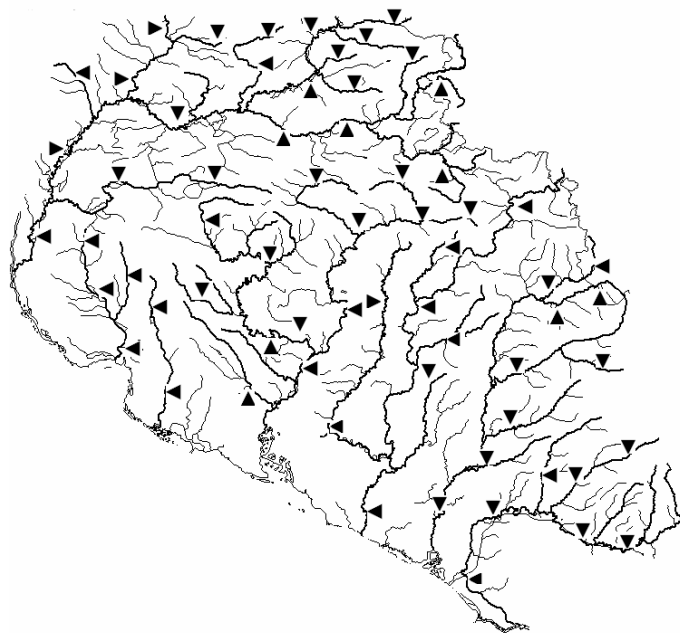


Рис.1 - Карта-схема расположения гидрологических пунктов наблюдений в пределах левобережных притоков Днепра.

Возможность применения совместного анализа для уточнения статистических параметров гидрологических рядов рассмотрена на примере левобережных притоков Днепра (рис.1). В исследовании использованы данные наблюдений за ежегодными максимальными срочными расходами воды и слоями стока за половодье по 70 постам опорной сети Государственной гидрометеорологической службы Украины.

Проверка на однородность исходных рядов модулей максимального половодного стока, выполненная при помощи критериев Дунина-Барковского [ 3 ], показала, что нулевая гипотеза об однородности как средних, так и дисперсий не только на 5%-ном, но и на 1%-ном уровне значимости отвергается.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о неправомерности использования модулей стока в совместном анализе.

Собственно, ничего неожиданного в этом нет, т.к. известно, что модули максимального стока обнаруживают выраженную редукцию с ростом водосборной площади. Природа ее, как указывалось ранее, связана с расплыванием паводочных волн в процессе добега и русло-пойменным водообменом. Редукционные зависимости, в том числе и для средних многолетних модулей максимального стока  $q_m$ , описываются уравнением вида

$$\bar{q}_m = \frac{\bar{q}_m}{(F+1)^n}, \quad (3)$$

где  $F$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>;  $n$  – тангенс угла наклона линии связи к оси абсцисс.

Применение уравнение (3) позволяет исключить влияние площади водосбора на модули максимального стока. Процедура аналогичная той, которая представлена в [ 2 ], т.е. совместный анализ рядов гидрологических величин применен не к параметру  $\bar{q}_m$ , а к  $\bar{q}_m$ , который был рассчитан как

$$\bar{q}_m = \bar{q}_m (F+1)^n. \quad (4)$$

Данный прием, хотя и уменьшает неслучайную составляющую рассеяния  $E_{геогр.}^2$ , но на принятом исходном материале полностью не обеспечивает статистической однородности рядов максимального стока половодья рек рассматриваемого региона. Высокую остаточную дисперсию можно объяснить большим вкладом такой зонально изменяющейся характеристики весеннего половодья, как слой стока  $\bar{Y}_m$  [ 6 ], поскольку

$$\bar{q}_m = \tilde{K}_0 \bar{Y}_m, \quad (5)$$

где  $\tilde{K}_0$  – так называемый “коэффициент дружности весеннего половодья”.

Учитывая редукцию модуля максимального стока по площади  $F$ , а также высокую географическую составляющую, которую несет слой стока, исходная информация представляется как

$$\tilde{K}_0 = \frac{\bar{q}_m}{\bar{Y}_m} (F+1)^n. \quad (6)$$

Различия в величинах  $\tilde{K}_0$  также обусловлены не только случайными причинами, но и влиянием комплекса физико-географических характеристик, их пространственной неоднородностью. Приведение  $\tilde{K}_0$  к единым условиям формирования стока выполнено с помощью регрессионных уравнений, учитывающих факторную обусловленность  $\tilde{K}_0$ .

Одним из наиболее перспективных методов, позволяющих построить надежные эмпирические зависимости параметров речного стока с характеристиками условий его формирования, является факторный анализ, представляющий собой ту ветвь многомерного анализа, которая исследует внутреннюю структуру корреляционных матриц. В общем виде факторная модель может быть представлена в виде [ 4 ]

$$Z_{ij} = \sum_{L=1}^k a_{Lj} F_{iL} + e_j, \quad (7)$$

где  $Z_{ij}$  – нормированная величина  $j$ -ой переменной у  $i$ -го объекта;  $a_{Lj}$  – факторная нагрузка  $L$ -го обобщенного фактора у  $j$ -ой переменной;  $F_{iL}$  – значения  $L$ -го обобщенного фактора у  $i$ -го объекта;  $e_j$  – остатки, учитывающие как остаточную дисперсию, так и связанные с различными погрешностями расчетов.

Нормирование исходных данных, чтобы исключить влияние размерности и обеспечить сопоставимость переменных, производится по среднему арифметическому отклонению [ 2 ]

$$Z_{ij} = \frac{h_{ij} - \bar{h}_j}{\sigma_j}, \quad (8)$$

где  $\sigma_j$  - среднее квадратическое отклонение переменной  $h_{ij}$ .

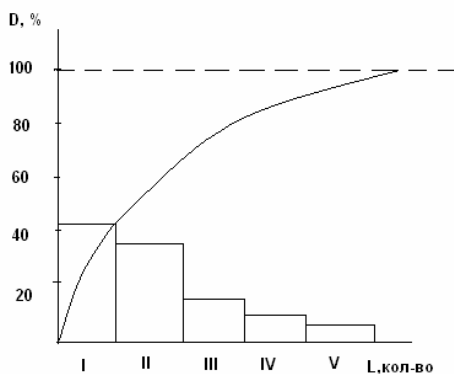


Рис. 2 Диаграмма распределения обобщенных факторов

Более подробно теория факторного анализа изложена в [4].

Регрессионная модель, с учетом (7) и (8), строилась на основе данных матрицы факторных нагрузок и уравнения обобщенных факторов с использованием R-модификации факторного анализа. Диаграмма распределения обобщенных факторов, из которых три первых являются эффективными и описывают 87,0% дисперсии исходных данных, представлена на рис. 2.

Расчетное уравнение имеет вид

$$\tilde{K}_0 = 26,2 + 0,110H_{cp} - 1,53f_b - 0,495f_l - 0,198f_p, \quad (9)$$

где  $f_b, f_l, f_p$  - соответственно, заболоченность, лесистость и распаханность водосбора, %;  $H_{cp}$  - средняя высота водосбора над уровнем моря, м.

Коэффициенты вариации  $Cv$  в значительно меньшей степени, чем параметр  $\tilde{K}_0$ , зависят от условий формирования стока. Тем не менее, в пределах исследуемой территории удалось обнаружить зависимость параметра  $Cv$  от площади водосбора  $F$  и слоя стока  $\bar{Y}_m$ , которая аналитически может быть аппроксимирована выражением вида:

$$Cv = 0,95 - 0,025 \lg(F+1) - 0,002 \bar{Y}_m. \quad (10)$$

Совместные оценки параметров  $\tilde{K}_0$ ,  $Cv$  и  $Cs/Cv$  по совокупности индивидуальных и объединенных наблюдений рассчитывались как средневзвешенные по каждой из оценок [ 5 ]

$$t_{сов} = \frac{t_{инд} \cdot E_{cp}^2 + t_{cp} \cdot E_{инд}^2}{E_{инд}^2 + E_{cp}^2}, \quad (11)$$

где  $E_{инд}$  - стандартная ошибка индивидуальной оценки  $t_{инд}$ ;  $E_{cp}$  - стандартная ошибка средней по группе рек оценки  $t_{cp}$ , определяемая по формуле

$$E_{cp}^2 = \frac{E_{случ}^2}{K} + E_{геогр}^2. \quad (12)$$

При количественной оценке случайной составляющей рассматриваемых статистических параметров корреляционные связи учитывались согласно И.О. Сарманову [ 1 ].

Значения коэффициентов корреляции между оценками параметров найдены по соотношениям, полученным Е.Г. Блохиновым [ 1 ]:



$$- r(\tilde{K}_{0x}, \tilde{K}_{0y}) = r_{xy}; \quad - r(C_{Vx}, C_{Vy}) = r_{xy}^2; \quad - r\left[\left(\frac{C_S}{C_V}\right)_x, \left(\frac{C_S}{C_V}\right)_y\right] = r_{xy}^3.$$

Результаты совместного анализа, соотношение между географической и случайной составляющими рассеяния параметров, представленные в табл.1, показывают хорошую согласованность индивидуальных и объединенных статистических оценок  $\tilde{K}_0$  и  $C_V$  - в большинстве случаев различия между оценками не превышают 12-15%. Тем не менее, применение совместного анализа позволило произвести существенное уточнение исследуемых характеристик по ряду объектов, имеющих в большинстве случаев период наблюдений за максимальным стоком половодья до 25 лет, что явно недостаточно для получения надежных статистических выводов.

Таблица 1 – Результаты совместного анализа по данным рек левобережья Днепра (при общем количестве исследуемых объектов n=70)

Параметр	$r_{cp}$	Составляющие дисперсии параметров		
		$E_{полн.}^2$	$E_{случ.}^2$	$E_{геогр.}^2$
$\tilde{K}_0$	0,34	67,8	42,6	25,2
$C_V$	0,12	0,046	0,027	0,019
$C_S/C_V$	0,04	0,471	0,465	0,006

Рассеяние оценок соотношения  $\frac{C_S}{C_V}$  практически полностью определяется случайными вариациями – величина географической составляющей не превышает 2% (табл.1). Полученные результаты дают основание при расчете максимального половодного стока принимать осредненные в пределах всего района значение соотношения  $\frac{C_S}{C_V} = 2,5$ .

При переходе от совместных оценок  $\tilde{K}_0$  к  $\bar{q}_m$  возникают трудности, обусловленные возможным несовпадением отношений  $\frac{\bar{q}_m}{\bar{Y}_m}$  с  $\overline{\left(\frac{q_m}{Y_m}\right)}$ . Выполненные исследования показывают, что существенной разницы между этими величинами нет, а отклонения данных от линии равных значений не превышают 5 %.

Значительный интерес представляет анализ эффективности метода коллективной оценки гидрологических характеристик. При статистически независимых колебаниях стока увеличение объема используемых для оценки наблюдений приводит к уменьшению стандартных ошибок пропорционально корню квадратному из числа наблюдений. Наличие же корреляции между колебаниями совместно рассматриваемых характеристик существенно меняет положение. Число лет статистически независимых наблюдений  $N_n$ , эквивалентное  $K_n$  годам, при среднем значении коэффициента корреляции  $r_{cp}$  может быть выражено из соотношения между соответствующими дисперсиями [ 5 ]

$$N_n = \frac{K_n}{1 - (K - 1)r_{cp}}. \quad (13)$$

На рис. 3 представлена графическая иллюстрация эффективности метода совместного анализа при различном количестве  $K$  совместно рассматриваемых объектов и  $r_{cp} = 0,34$ .

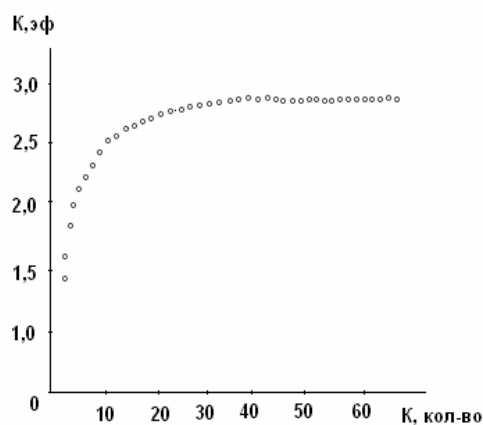


Рис. 3 Графічна ілюстрація ефективності спільного аналізу (при  $\gamma = 0,34$ )

В заключення ще раз необхідно підкреслити, що використання гідрологічних об'єктів в груповому аналізі дуже ускладнено через існуючу значущу неоднорідність в умовах формування стоку на кожному з водосборів. В цьому плані факторний аналіз є дуже ефективним методом опису взаємодії природних комплексів, в той же час спрощуючи статистичне узагальнення рядів стокових величин.

#### Список литературы

1. Блохинов Е.Г., Сотникова Л.Ф. Об оценке параметров распределения вероятностей годового стока рек СССР // Тр. ГГИ. -1970. - Вып. 180. - С. 85-113.
2. Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г. Об особенностях применения совместного статистического анализа временных рядов весеннего половодья (на примере рек Западно-Сибирской равнины) // Водные ресурсы. - 1987. - № 2. - С. 10-17.
3. Дунин Барковский И.В., Смирнов Н.В. Курс теории вероятности и математической статистики для технических приложений. - М.: Физматгиз. -1959. - 511 с.
4. Иберла К. Факторный анализ (пер. с англ.). - М.: Статистика. - 1980. - 397 с.
5. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. - М.: Наука. - 1980. - 255 с.
6. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюдаемым данным с малой степенью достоверности // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. зб. - т.5. - Київ: Ніка-центр. - 2003. - С. 35-41
7. Рождественский А.В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат. - 1977. - 270с.

#### Застосування сумісного аналізу для уточнення статистичних оцінок часових рядів весняного водопілля (на прикладі лівобережних притоків Дніпра).

Сербов М.Г., Кіряк С.Г.

На підставі застосування багатомірного сумісного та R-модифікації факторного аналізу проведено уточнення параметрів рядів весняного водопілля. Розрахунки виконані на прикладі 70 гідрологічних об'єктів, розташованих в лівобережній частині Дніпра. Наданий аналіз ефективності застосування апарату сумісного аналізу при уточненні статистичних оцінок характеристик весняного водопілля.

**Ключові слова:** багатомірний статистичний аналіз, максимальний стік весняного водопілля, уточнення статистичних параметрів

#### Application of integral analysis for improvement of statistical estimations for time series of spring high water (by the example of the left-bank tributaries of the Dnieper). M.G.Serbov, S.G.Kiriyak

Improvement of parameters for the series of spring high water is made on the basis of application of multidimensional integral analysis and the R-modification of factor analysis. Calculations are conducted with 70 hydrological objects, which are located on left bank of the Dnieper, taken as examples. Performance analysis for the application of the aid of integral analysis at improvement of statistical estimations for hydrological descriptions of spring high water is presented.

**Keywords:** multidimensional statistical analysis, maximum runoff of spring high water, improvement of statistical parameters

**ФРАКТАЛЬНІСТЬ РІЧКОВИХ СИСТЕМ ПІВДЕННИЙ БУГ І ДНІСТЕР**

*Фрактальні властивості річкових мереж рр. Дністер та Південний Буг визначені на основі застосування ієрархічної Хортон і Стахлера та статистичної моделей. Фрактальні розмірності річкових систем річок Дністер дорівнюють  $D=1,61$  та  $D=1,58$ , відповідно; лакуарна розмірність  $D_G$  приймається 1,99, а розмірність Хортон  $H_0$  становить 0,573 та 0,531, відповідно.*

**Ключові слова:** річкова мережа, фрактальна розмірність, самоподібність, фрактальні властивості, самоафінність.

**Актуальність**

Актуальність теми полягає в тому, що в гідрології теорія фракталів дала можливість істотно поглибити розуміння та інтерпретацію багатьох закономірностей, встановлених раніше емпірично, і відкрила значні перспективи для розробки методів просторово – часової інтерполяції та екстраполяції гідрологічних характеристик на основі вивчення їх мінливості при різних просторово – часових масштабах. Це має для гідрології особливе значення, враховуючи недостатність даних вимірювань гідрологічних характеристик для багатьох районів земної кулі і актуальність створення моделей гідрологічного циклу для великих регіонів.

Спочатку фрактали застосовувалися як своєрідна мова геометрії [2, 5, 8]. Проте, на відміну від звичайних об'єктів евклідової геометрії (пряма лінія, коло, тощо), вони не можуть бути безпосередньо спостереженими. Фрактали виражаються не в первинних геометричних формах, а в алгоритмах, наборах математичних процедур. Саме їхній пошук й обґрунтування є центральною задачею сучасної теорії фракталів [4, 7, 9, 10].

**Стан проблеми**

Фрактали - математичні об'єкти, які мають дробову розмірність. Термін «фрактал» був введений Б.Мандельбротом, співробітником дослідницького центру імені Томаса Дж. Уотсона корпорації ІВМ в Йорктаун-Хейтсі (шт. Нью-Йорк), у 1975 р. і походить від латинського fractus (дрібний, нерівний, розбивати). Фрактали дають надзвичайно компактний спосіб опису об'єктів і процесів. Багато структур володіють фундаментальною властивістю геометричної розмірності, відомої як інваріантність по відношенню до масштабу, або «самоподібність». Якщо розглядати об'єкти в різному масштабі, то постійно виявляються одні й ті ж фундаментальні елементи (фрактали).

Незалежно від природи або методу побудови у всіх фракталів є одна важлива властивість: ступінь порізаності або складності структури водних об'єктів або їх характеристик може бути виміряна якимось характеристичним числом – **фрактальною розмірністю**. Використовуючи ідею Мандельброта [8], її можна визначити методом підрахунку квадратів. Уявімо собі об'єкт складної форми, який повністю покритий квадратами. Частина квадратиків міститиме елементи множини, інші квадратики будуть порожніми. Число непорожніх кліток  $N$  залежить від форми об'єкту і від розмірів квадратного осередку  $E$ . Постулюється, що  $N$  пропорційно  $1/E^D$  (чим дрібніша решітка, тим більше непорожніх осередків). Показник ступеня  $D$  і є фрактальною розмірністю об'єкту.

Дуже часто розмірність  $D$  збігається з розмірністю самоподібності, яка записується у вигляді

$$D = \frac{\ln N}{\ln n}, \quad N = n^D, \quad (1)$$

де  $N$  - число об'єктів, подібних до вихідного, які мають в  $n$  разів менший просторовий масштаб. Цей вираз дозволяє легко оцінювати розмірність  $D$  для регулярних фракталів, що будуються за певним алгоритмом. Прикладами регулярних фракталів є килим і трикутник Серпінського, триада Коха, крива Пеано та ін [5].

Поняття розмірності самоподібних об'єктів формально застосовується, коли який - небудь об'єкт може бути розбитий на  $N$  частин, кожна з яких подібна до початкового з коефіцієнтом подібності  $1/n$ . Наприклад, якщо в околицях точки фрактальної кривої виділити область відносно невеликої величини, то частина кривої, що потрапляє в неї, буде подібна до початкової кривої, тобто має місце подібність всієї кривої її частині. Виражається це в тому, що число відрізків ломаної з довжиною ланки  $\eta_1$ , що містяться між сусідніми вершинами ломаної з довжиною ланки  $\eta_2$  ( $\eta_2 > \eta_1$ ) залежить тільки від відношення  $\eta_2 / \eta_1$ , а не від  $\eta_1$  і  $\eta_2$  окремо [5].

Річкова мережа розглядається як складна ієрархічна система. Одним з перших на наявність певних закономірностей в будові річкових систем звернув увагу на початку 30-х років минулого століття американський учений Р.Е.Хортон. Він запропонував розглядати річкову мережу як відкриту деревовидну систему, яка складається із ієрархії різних підсистем.

На цей час відомо п'ять схем будови річкової мережі, запропонованих різними авторами: 1) «європейська»; 2) метод Р.Е.Хортон; 3) схема М.О.Ржаніцина; 4) розробка Р.Л. Реве; 5) Р.Е. Хортон, вдосконалена А.Н.Шталлером і І.Н. Гарцманом.

У роботі для розподілу приток річкової системи на порядки використана схема М. О. Ржаніцина, згідно з якою притоки діляться на порядки в залежності від їх довжини (табл.1).

Таблиця 1 - Довжина річок та їх порядок по Н.О. Ржаніцину

Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки	Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки	Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки
< 1	1	11 – 24	6	266 – 510	11
1,1 - 2,0	2	25 – 44	7	511 – 880	12
2,1 - 3,5	3	45 – 80	8	881 – 1570	13
3,6 - 6,5	4	81 – 147	9	1571 – 2800	14
6,6 - 10	5	148 - 265	10	2801 - 4620	15

Розглядаючи річкову мережу як відкриту деревоподібну систему, що складається з приток різних порядків і, використовуючи як топологічний параметр порядок водотоку, Р.Е.Хортон сформулював декілька закономірностей, які стали основою сучасної гідрографічної науки.

Перша із закономірностей носить назву закономірності кількості приток: в кожній річковій системі співвідношення між кількістю приток суміжних порядків є величиною постійною, тобто

$$\sigma_0 = \frac{S_{k-1}}{S_k}, \quad (2)$$

де  $\sigma_0$  називається коефіцієнтом біфуркації;

$S_k$  і  $S_{k-1}$  – кількість приток суміжних порядків  $k$  і  $k-1$ .

Друга закономірність визначає таке положення: співвідношення між довжинами приток річок суміжних порядків залишається в середньому постійним

$$\lambda_0 = \frac{l_k}{l_{k-1}}, \quad (3)$$

де  $\lambda_0$  - кількість довжини приток;  $l_{k-1}$  і  $l_k$  - середні довжини водотоків порядків  $k$  і  $k-1$ .

Третя закономірність полягає у тому, що площі водозборів приток суміжних порядків також знаходяться в певному співвідношенні

$$\varphi_0 = \frac{F_k}{F_{k-1}}, \quad (4)$$

де  $\varphi_0$  - коефіцієнт площі;  $F_k$  і  $F_{k-1}$  - площі водозборів приток порядків  $k$  і  $k-1$ .

Четверта закономірність Р.Е.Хортонa встановлює співвідношення між середніми уклонами річок суміжних порядків

$$I_0 = \frac{I_{k-1}}{I_k}, \quad (5)$$

де  $I_0$  - коефіцієнт уклонів приток  $I_{k-1}$  та  $I_k$  суміжних порядків  $k$  і  $k-1$ , відповідно.

Б.В. Кіндюком [1] сформульована п'ята закономірність супідрядності водотоків у вигляді співвідношення кутів злиття приток суміжних порядків

$$\alpha_0 = \frac{\alpha_i}{\alpha_{i-1}}, \quad (6)$$

де  $\alpha_0$  - коефіцієнт кутів;  $\alpha_i$  і  $\alpha_{i-1}$  - середні значення кутів злиття приток суміжних порядків.

Закономірності, установлені Р.Е.Хортоном, були пояснені фрактальною поведінкою річкової мережі. Вперше фрактальна поведінка річкової мережі була виявлена Хаком (1957) у вигляді степеневі залежності довжини річки від площі водозбору та описана Мандельбротом [8]

$$L_r^{1/d} \sim F^{0,5}, \quad (7)$$

де  $L_r$  - довжина річки уздовж продольної осі.

Установлені закономірності Р.Е.Хортонa увійшли до формул визначення фрактальної розмірності річкової мережі, де використовуються константи, які одночасно є коефіцієнтами Р. Е. Хортонa:

$$R_L = \frac{L_n}{L_{n-1}} = \lambda_0, \quad (8)$$

$$R_B = \frac{N_{n-1}}{N_n} = \sigma_0, \quad (9)$$

$$R_A = \frac{F_n}{F_{n-1}} = \varphi_0, \quad (10)$$

$$R_I = \frac{I_{n-1}}{I_n} = I_0. \quad (11)$$

Тут:  $L_n, N_n, F_n, I_n$  - середня довжина приток  $n$  - го порядку, їх кількість, площа водозбору та уклон;

$L_{n+1}, N_{n+1}, F_{n+1}, I_{n+1}$  - середня довжина приток  $n + 1$  - го порядку, їх кількість, площа та уклон;

$L_{n-1}, N_{n-1}, F_{n-1}, I_{n-1}$  - середня довжина приток  $n - 1$  - го порядку, їх кількість, площа та уклон.

Константи  $R_L, R_B, R_A, R_I$  можуть визначатися за даними про притоки різних суміжних порядків.

Фрактальні розмірності річкових мереж вивчалися рядом авторів: Ла Барбера, Россо, Тарбтоном, Нікорою та ін. [3,5,7].

**Метою роботи** є визначення фрактальних розмірностей річкових систем України з метою їхньої подальшої типізації та ідентифікації.

Об'єкти дослідження – річкові системи Дністра та Південного Бугу.

Предмет дослідження – фрактальні закономірності річкових мереж.

#### **Матеріали та методи дослідження**

Для визначення фрактальної розмірності річкових мереж рр. Дністер та Південний Буг були використані різні моделі. Одна з них - ієрархічна модель, в якій річкова система розглядається як сукупність приток різних порядків [1, 2, 5]. До виду ієрархічних належить модель Хортон та Стахлера.

В основу моделі Хортон та Стахлера покладено співвідношення для визначення фрактальної розмірності річкової системи

$$D = \frac{\ln \frac{Z_n - L_n}{Z_{n-1}}}{\ln \frac{L_n}{L_{n-1}}} = \frac{\ln \frac{\sum Z_{n-1}}{Z_{n-1}}}{\ln \frac{L_n}{L_{n-1}}} = \frac{\ln R_B}{\ln R_L}, \quad (12)$$

де  $Z_n$  - повна довжина річкової мережі  $n$ -го порядку,  $\sum Z_{n-1}$  - повна довжина річок  $(n - 1)$  - го порядку в  $n$  - порядковій річковій системі.

Фрактальна розмірність річкової мережі визначається за формулою як тангенс кута нахилу ліній залежностей  $\ln R_B = f(\ln R_L)$  або  $\ln R_B = f(\ln R_A)$ :

$$D = \frac{\ln R_B}{\ln R_L}, \quad (13)$$

$$D = \frac{\ln R_B}{\ln R_L} = 2 \frac{\ln R_B}{\ln R_A}. \quad (14)$$

Константи  $R_L, R_B, R_A$  можуть визначатися за даними про притоки різних суміжних порядків:

$$R_L = \frac{L_{n+1}}{L_n}, R_B = \frac{N_{n-1}}{N_n}, R_A = \frac{A_{n+1}}{A_n}. \quad (15)$$

Фрактальна розмірність визначається по залежностях вигляду  $\ln R_B = f(\ln R_L)$  та  $\ln R_B = f(\ln R_A)$  як тангенс кута нахилу ліній на графіках (рис.1, рис.2).

Інша модель, за якою визначалася фрактальна розмірність – статистична. Тут для кількісної оцінки самоафінних властивостей річкової мережі використовуються наступні співвідношення:

$$l \sim L^{\nu_1}; \quad (16)$$

$$\omega \sim L^{\nu_2}, \quad (17)$$

де  $l$  і  $\omega$  - характеристики подовжніх і поперечних розмірів річкової мережі відповідно;  $L'$  - повна довжина річкової мережі,  $\nu_1$  і  $\nu_2$  – масштабуючі показники.

Фрактальні властивості встановлюються шляхом аналізу та побудови статистичних залежностей на основі фактичних даних про гідрографічні характеристики річкової мережі.

Якщо врахувати, що повна довжина річкової мережі  $L'$  пов'язана із площею водозбору, то мають силу такі співвідношення [2, 5]:

$$l \sim F^{\nu_1}; \quad (18)$$

$$\omega \sim F^{\nu_2}, \quad (19)$$

де  $F$  – площа водозбору.

### Результати дослідження

Для визначення фрактальних розмірностей за ієрархічною моделлю були зібрані дані про кількість, довжину та площу приток різних порядків для річок Дністер та Південний Буг (табл. 2, табл. 3).

Таблиця 2- Вихідні дані для розрахунку фрактальної розмірності приток різних порядків річки Дністер

Порядок притоки	Кількість приток N	Довжина, L <sub>n</sub> (км)	Площа, A <sub>n</sub> (км <sup>2</sup> )
IV	1	3,6	159
V	30	9,95	53,56
VI	234	16,2	75,2
VII	67	32,4	192,3
VIII	32	58,6	608,6
IX	14	100,9	1181,4
X	7	209,7	3256,4

Таблиця 3- Вихідні дані для розрахунку фрактальної розмірності приток різних порядків річки Південний Буг

Порядок притоки	Кількість приток N	Довжина, L <sub>n</sub> (км)	Площа, A <sub>n</sub> (км <sup>2</sup> )
V	21	10	41,83
VI	259	16,6	102,8
VII	56	30,8	260,8
VIII	24	59,83	694,2
IX	10	108	3286
X	5	159	2822
XI	1	354	9890

Фрактальна розмірність визначалася на основі використання співвідношень (13), (14), (15), як тангенси кута нахилу залежностей  $\ln R_B = f(\ln R_L)$  та  $\ln R_B = f(\ln R_A)$  – (рис.1, 2).

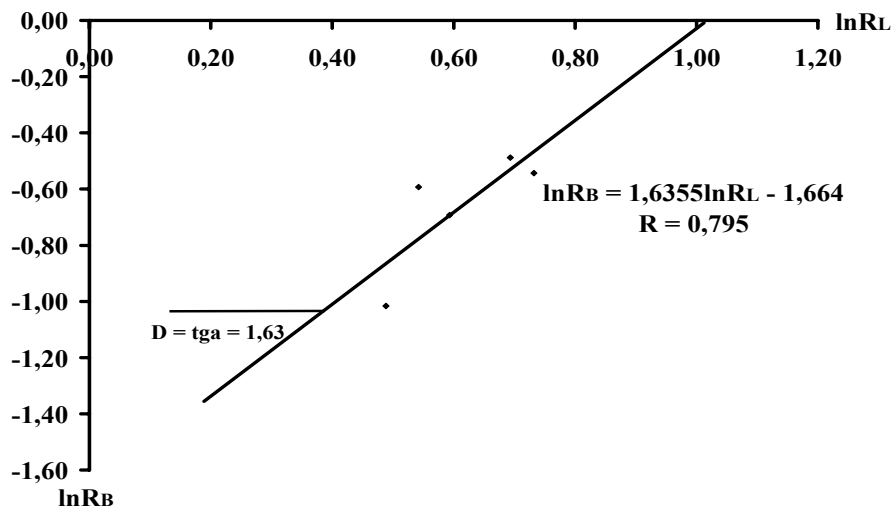


Рис. 1 – Залежність характеристик гідрографічної мережі  $\ln R_B$  та  $\ln R_L$  в басейні р. Дністер.

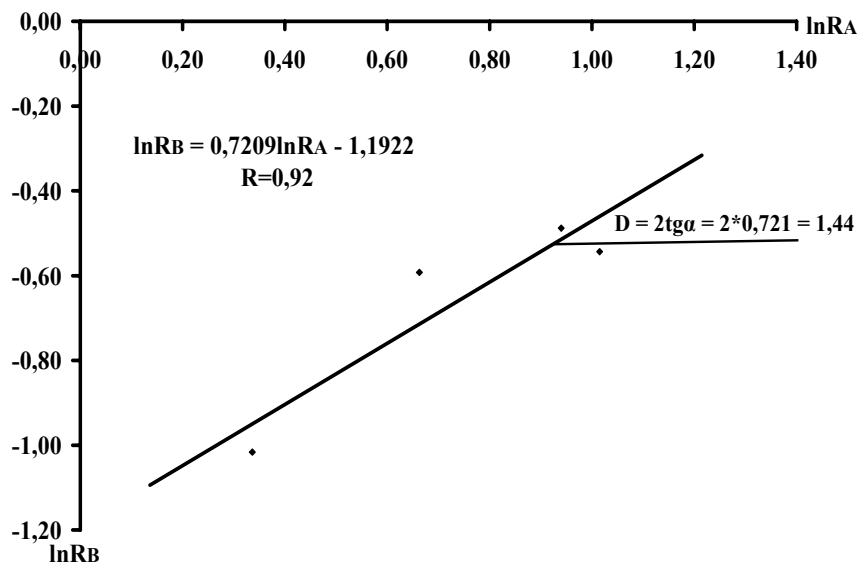


Рис. 2 – Залежність характеристик гідрографічної мережі  $\ln R_B$  та  $\ln R_A$  в басейні р. Дністер.

У результаті встановлено, що фрактальна розмірність, визначена за співвідношеннями (13) та (14), дорівнює відповідно 1,63 та 1,44 для р. Дністер та 1,68 і 1,22 – для р. Південний Буг.

При використанні статистичного методу були зібрані дані про морфометричні характеристики 100 річок басейну Дністра та 63 – річок басейну р. Південний Буг.

На основі залежностей виду  $Lgl = f(LgL')$  – (рис.3) та  $Lg\omega = f(LgL')$  були отримані експоненти  $\nu_1$  та  $\nu_2$  як тангенси кутів нахилу ліній на графіках. Ці експоненти були знайдені також за співвідношеннями (16) та (17) після побудови залежностей виду  $lgl = f(lgF)$  – (рис.4) та  $lg\omega = f(lgF)$ . Для Дністра  $\nu_1 = 0,675$  та  $0,606$ ,  $\nu_2 = 0,340$  та  $0,394$ . Після осереднення цих показників для р. Дністер були отримані такі результати:



$\nu_1 = 0,640$  та  $\nu_2 = 0,367$ , а для р. Південний Буг  $\nu_1 = 0,662$  та  $0,647$ ;  $\nu_2 = 0,344$  та  $0,353$ . Після осереднення показники  $\nu_1$  та  $\nu_2$  дорівнюють  $0,655$  та  $0,348$ , відповідно.

Сума експонент  $\nu_2 + \nu_1$  визначає так звану лакуарну розмірність  $D_G = 2/(\nu_2 + \nu_1)$ , а відношення  $\nu_2/\nu_1$  може інтерпретуватися як експонента Хурста  $H_0$  (Мандельброт, 1986), яка є одним із показників фрактальної поведінки об'єктів, який розраховується при застосуванні стохастичного підходу до описування просторової або часової мінливості досліджуваної характеристики.

Для Дністра лакуарна розмірність  $D_G = 1,99$  і для Південного Бугу ця розмірність також дорівнює  $1,99$ . Індекс Хурста для Дністра становить  $H_0 = \nu_2 / \nu_1 = 0,367 / 0,640 = 0,573$ ;

для Південного Бугу:  $H_0 = \nu_2 / \nu_1 = 0,348 / 0,655 = 0,531$ .

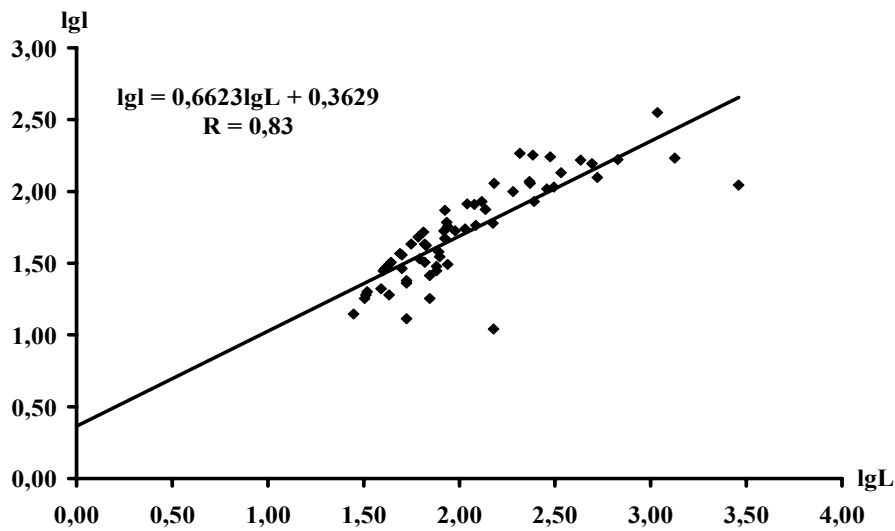


Рис. 3 - Залежність довжини водотоку  $lgl$  від повної довжини річки  $lgL$  (притоки р. Південний Буг).

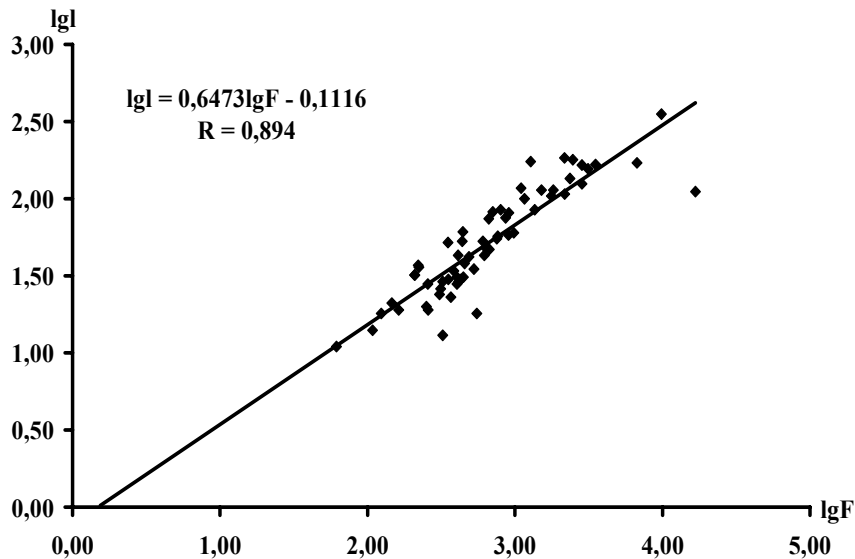


Рис. 4 - Залежність довжини водотоку  $lgl$  від площі водозбору  $lgF$  (притоки р. Південний Буг).

Фрактальну розмірність річкової системи можна обчислити і за формулою Тарбтона – Пекхама

$$L = CF^{1/d}, \quad (20)$$

де  $L$  – повна довжина річки,  $C$  – константа,  $F$  – площа водозбору.

Для р.Дністер залежність виду (20) приймає вигляд:  $L = 0,803F^{0,762}$ . Звідси фрактальна розмірність  $D = \frac{1}{0,762} = 1,31$ . Для Південного Бугу:  $L = 0,962F^{0,699}$ , звідки

$$D = \frac{1}{0,699} = 1,43.$$

### Висновки

На основі дослідження фрактальної структури річкових систем Дністер та Південний Буг були визначені характеристики фрактальності: лакуарна розмірність,  $D$ , експонента Хурста та показники  $V_1$  і  $V_2$  на основі застосування ієрархічної та статистичної моделей. Установлено, що розглянуті річкові системи мають близьку будову: фрактальна розмірність річкової мережі р. Дністер може бути прийнятою  $D = 1,61$ , експонента Хурста  $H_0 = 0,573$ ; для р. Південний Буг  $D = 1,58$ ,  $H_0 = 0,531$ .

При зміні складу річкової мережі в умовах глобальних змін клімату, про що відмічалось в роботі [1], ці характеристики також можуть трансформуватися. Окрім того, установлені розмірності можуть бути використані для визначення характеристик мереж та водозборів невивчених річок.

### Список літератури

1. Киндюк Б.В. Исследование строения гидрографической сети реки Днестр//Захист навколишнього середовища від антропогенного навантаження. Харків–Кременчук. – Вип. 11(13). – 2005 – С. 63-69.
2. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). Москва, 2008 – 394с.
3. Лобода Н.С., Горобец Т.В. Фрактальные свойства в многолетних колебаниях годового стока рек Украины // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.1. - К:КНТ. –2005. - С. 174 -182.
4. Лобода Н.С. Формализм функций памяти и мультифрактальный подход в задачах моделирования годового стока рек и его изменения под влиянием факторов антропогенной деятельности // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 45. - С. 140 - 146.
5. Никора В.И. Фрактальные свойства некоторых гидрологических объектов. Препринт Института геофизики и геологии АН МССР. Кишинев, 1988 - 43с.
6. Реки и озера Советского Союза. Л.: Гидрометеоздат, 1971. – С.25.
7. Юргенс Хартмут, Хайнц-Отто Пайтген, Дитмар Зауне. Язык фракталов. В мире науки – 1990/ № 10. - С.36-44.
8. Mandelbrot B.B. The Fractal Geometry of Nature / Ed. Freeman W.N. and Co. New-York,1983. - 469p.
9. Nikora V.I., Sapozhnikov V. B. Water resources research, vol.29, No 10. Institute of Geophysics and Geology, Academy of Science of the Republic of Moldova. Kishinev. October – 1993. - pages 3569-3575
10. Sapozhnikov V. B., Nikora V.I. J. Phys A: Math. Institute of Geophysics and Geology, Academy of Science of the RM, Academiei str 3, 277028. Kishinev, Republic of Moldova. Gen.26(1993) L623 - L627, Printed in the UK.

### Фрактальность речных систем Южный Буг и Днестр. Лобода Н.С., Пономаренко А. М.

Фрактальные свойства речных сетей рр. Днестр и Южный Буг определялись на основе применения иерархической и статистической моделей. Фрактальные размерности речных систем Днестра и Южного Буга равны:  $D = 1,61$ ,  $D = 1,58$ , соответственно, лакуарная размерность  $D_G = 1,99$ , индекс Хурста  $H_0 = 0,573$ ,  $H_0 = 0,531$ , соответственно.

**Ключевые слова:** речная сеть, фрактальная размерность, самоподобие, фрактальные свойства, самоафинность

### Fractal of the river systems Southern Bug and Dniester. Loboda N.S., Ponomarenko A. M.

Fractal properties of river networks (Dniester and Southern Bug) were established by the hierarchica and the statistical models. Fractal dimensions of river networks Dniester and Southern Bug are equal:  $D = 1,61$ ,  $D = 1,58$ , accordingly, lacunary dimension  $D_G = 1,99$ , Hurst dimension  $H_0 = 0,573$ ,  $H_0 = 0,531$ , accordingly.

**Keywords:** river network, fractal dimension, self- similarity, fractal properties, self-affine

УДК 556.5:511.5

**В.Я. Ілюшин, к.г.н.**

*Одесский государственный экологический университет*

## ЧАСТНОЕ РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ СЕН-ВЕННАНА ДЛЯ УЧАСТКА ПОТОКА С НУЛЕВЫМ УКЛОНОМ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

*В статье рассматривается частное решение уравнения Сен-Веннана, с учетом инерционных его составляющих. Аналитический результат используется для проведения численных экспериментов, касающихся процесса выхода речной струи на неприливное взморье. Обсуждаются качественные и количественные характеристики начального и переходного участков струи, шлейфа речной струи на взморье.*

**Ключевые слова:** уравнение Сен-Веннана, начальный и переходной участки, шлейф речной струи на взморье.

**Введение.** Анализ движения вод в реках и, особенно, в устьевых областях чаще всего базируется на уравнении Сен-Венана. При этом в подавляющем большинстве случаев исследованиями охвачено усредненное движение, близкое к установившемуся. По аналогии с движением в каналах и потоков в речных руслах инерционными членами этого уравнения обычно пренебрегают. Существующие методы измерения скоростей течений в реальных условиях устьевых областей не позволяют получить данные, согласованные по времени и расстоянию.

**Постановка проблемы.** Аналитическое решение полного уравнения Сен-Венанна представляет непреодолимые пока математические трудности. Ограничимся поэтому рассмотрением усредненного движения потока на участке с горизонтальной водной поверхностью (нулевым ее уклоном). Учтем при этом, что при движении потока в нестационарных условиях на взморье инерционные силы оказывают сопротивление движению в сторону, обратную изменению скорости, добиваясь в итоге малой изменчивости уклона свободной поверхности [1].

**Цель исследования.** Решение уравнения Сен-Веннана с учетом инерционных его составляющих для участка потока с нулевым уклоном водной поверхности. При анализе многочисленных литературных источников автору статьи подобных аналитических результатов обнаружить не удалось.

**Аналитический результат исследования.** Ограничим решение условием  $C^2 R = const$ , полагая, что влияние гидравлического радиуса  $R$  и шероховатости  $C$  на усредненное движение отображается в неявном виде в зависимости средней скорости от этих характеристик.

Соответствующее рассматриваемому случаю уравнение Сен-Венана имеет вид

$$0 = \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\alpha_1 V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x}, \quad (1)$$

где  $\frac{V^2}{C^2 R}$  - уклон трения;

$\frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t}$  - уклон, как следствие локального ускорения во времени усредненного движения;

$\frac{\alpha_1 V}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial x}$  - уклон, возникающий за счет адвективного ускорения потока на участке;

$g$  - ускорение силы тяжести;

$\alpha_0$  и  $\alpha_1$  - безразмерные коррективы, учитывающие распределение скоростей в поперечном сечении потока (приняты постоянными и близкими единице, в дальнейшем опущены);

$x$  - продольная координата, положительное направление которой совпадает с направлением движения потока;

$t$  - время.

Для определения переменных уравнения (1) используем подстановку в виде произведения двух функций

$$V(x, t) = X(x) \cdot T(t). \quad (2)$$

Первая функция  $X(x)$  представляет скорость, зависящую только от  $x$ , а вторая  $T(t)$  - только от  $t$ . Подставив (2), а также частные производные от этой функции, в (1) и разделяя переменные, имеем

$$\frac{T'(t)}{T^2(t)} = - \left( X'(x) + \frac{g}{C^2 R} \cdot X(x) \right). \quad (3)$$

Левая и правая части (3) представляют собой некоторые неизменные величины. Действительно, левая часть этого равенства зависит только от  $t$  и не может изменяться при изменении  $x$ . Поэтому, если зафиксировать  $t$  и менять только  $x$ , левая часть, а, следовательно, и правая будут сохранять постоянными свои значения. Рассуждая аналогично, установим, что правая часть, следовательно, и левая, не может изменяться и при изменении  $t$ . Это возможно только в том случае, когда обе части равенства (3) вообще не зависят ни от  $x$ , ни от  $t$ , т.е. когда оба соотношения являются постоянными численными величинами относительно  $x$  и  $t$ . В связи с этим (3) можно расчленить на два независимых уравнения:

$$\frac{T'(t)}{T^2(t)} = -\lambda_1, \quad (4)$$

$$- \left( X'(x) + \frac{g}{C^2 R} X(x) \right) = -\lambda_2. \quad (5)$$

Отметим, что члены первого (4) и второго (5) уравнений имеют неодинаковую размерность. Умножая первое из них на  $\alpha$  [м]=1, а второе на  $\beta$  [с]=1, приводим каждое из уравнений (4) и (5) к безразмерному виду и безразмерным константам в их правых частях. Это позволяет присоединить к (4) и (5) следующее соотношение

$$\alpha \lambda_1 = \beta \lambda_2 = \lambda, \quad (6)$$

связывающее уравнения (4)-(6) в систему. В итоге приходим к решению системы из двух уравнений первого порядка, содержащих одинаковый по смыслу параметр задачи  $\lambda$

$$T'(t) + \frac{\lambda}{\alpha} T^2(t) = 0 \quad (7)$$

- решению однородного нелинейного дифференциального уравнения (7) и

$$X'(x) + \frac{g}{C^2 R} X(x) = \frac{\lambda}{\beta} \quad (8)$$

- решению неоднородного дифференциального уравнения (8).

Уравнение (7) представляет собой частный случай специального уравнения Риккати, решение которого сводится к квадратурам и может быть выражено через элементарные функции. Аналитическое выражение соответствующего интеграла, график функции которого проходит через произвольно фиксируемую в поле  $(t, V(t))$  точку  $(\xi, \eta)$ , записывается так

$$T(t) = \frac{R}{1 + \lambda_1 \eta (t - \xi)}. \quad (9)$$

Подставив (9) в (7) убеждаемся, что указанная интегральная функция удовлетворяет однородному нелинейному дифференциальному уравнению (7).

Второе уравнение (8), на которое распадается уравнение (1), имеет общее решение в виде

$$X(x) = C_1 \ell^{-\frac{g}{C^2 R} \cdot x} + \left( \frac{\lambda_2}{g / C^2 R} \right), \quad (10)$$

в чем убеждаемся подстановкой (10) в (8). В отличие от наперед задаваемой константы  $\lambda = \beta \lambda_2$  величина  $C_1$  в уравнении (10) представляет собой произвольную постоянную интегрирования, определяемую в дальнейшем по граничным условиям.

Подставив (9) и (10) в (2) получим интегральную функцию нелинейного дифференциального уравнения (1) вида

$$V(x, t) = \frac{\eta}{1 + \lambda_1 \eta (t - \xi)} \left\{ C_1 \cdot \ell^{-\frac{g}{C^2 R} \cdot x} + \frac{\lambda_2}{(g / C^2 R)} \right\}. \quad (11)$$

Непосредственное использование полученного решения (11) затрудняется рациональным выбором точки  $(\xi, \eta)$ , через которую должна проходить интегральная функция (11), а также неопределенным пока физическим смыслом «наперед задаваемой при решении задачи константы  $\lambda$ » и постоянной  $C_1$ , определяющей все возможные частные решения уравнения (1).

Ограничим задачу некоторым условием. Будем полагать, что участок потока с горизонтальной водной поверхностью (нулевым уклоном) может перемещаться вдоль потока с некоторой фазовой скоростью, однако, процесс возмущения скорости  $V(x, t)$  внутри этого участка не должен подвергаться искажающему влиянию внешних по отношению к потоку факторов. Такими внешними источниками локальных инерционных возмущений скорости на рассматриваемом участке, вероятно, могут быть: изменение гидравлического радиуса (глубины) вдоль потока в установившихся условиях; изменение шероховатости на его нижней и боковых границах; размыв или намыв дна, возникновение заторов и т.д. Все эти причины могут привести к нарушению однородности гидравлических условий движения рассматриваемого участка потока, его дроблению, а в других условиях – вообще исчезновению характерного участка. В связи с указанным ограничением задачи эти ситуации в круг рассматриваемых вопросов здесь не включаются. В данном случае рассматривается процесс искажения средней скорости потока на участке возникновения нулевого уклона и развитие этого возмущения (во времени и вдоль оси абсцисс) как неразрывного единого целого в гидравлических однородных условиях. Это условие позволяет потребовать неразрывности протекания процесса трансформации скорости течения на рассматриваемом участке потока.

Скорость, с которой происходит перемещение некоторого единичного возмущения вдоль потока, обычно называют фазовой скоростью. Будем полагать, что перемещение рассматриваемого участка возмущенной скорости вдоль оси абсцисс осуществляется с фазовой скоростью  $(V_0 \pm a)$ . В этом случае продольная координата  $x$  перемещения возмущения вдоль потока будет связана с переменной  $t$  связью вида

$$x = x_0 + V_0(t - \xi) \pm a(t - \xi). \quad (12)$$

Откуда имеем

$$(t - \xi) = \frac{x - x_0}{V_0 \pm a}. \quad (13)$$

С другой стороны в (11) можно усмотреть:  $\alpha\lambda_1\eta(t - \xi) \sim (x - x_0)$ . В данном случае параметр  $\alpha\lambda_1$  носит смысл безразмерного коэффициента пропорциональности между  $(\eta t)$  и  $x$ . Рассматривая пространственно-временной процесс  $V(x, t)$  как единый по генезису, можно гипотетически записать

$$\alpha\lambda_1\eta(t - \xi) = x - x_0. \quad (14)$$

Откуда имеем

$$(t - \xi) = \frac{x - x_0}{\alpha\lambda_1\eta}. \quad (15)$$

Учитывая (13) и (15) получим параметрическую зависимость

$$\frac{x - x_0}{\alpha\lambda_1\eta} = \frac{x - x_0}{V_0 \pm a}. \quad (16)$$

Равенство (16) раскрывает особенность и смысл «наперед задаваемой константы  $\lambda = \alpha\lambda_1$ » в виде

$$\lambda = \frac{V_0 \pm a}{\eta} = \frac{1}{Fr}. \quad (17)$$

Остановимся на (17) подробнее. Во-первых, параметр решаемой задачи  $\lambda$  в этом случае действительно не зависит от переменных  $x$  и  $t$ . Во-вторых, из (17) видно, что по физическому смыслу этот параметр определяет весьма существенное свойство течения на рассматриваемом участке. Задавая величину  $\lambda$ , однозначно определяем этим характерное свойство движения потока на участке с нулевым уклоном водной поверхности: вид режима течения – бурное течение или спокойное. При этом учтено, что  $\eta$  носит смысл фиксированной скорости течения. Безразмерная величина  $Fr$ , стоящая в правой части равенства (17), имеет большое значение в гидравлике и называется числом (критерием) Фруда. По числу Фруда определяется существование спокойного и бурного режимов течения по правилу:  $Fr < 1$  - спокойный режим;  $Fr > 1$  - режим бурный. Спокойный режим характерен для равнинных рек, имеет плавную форму водной поверхности. Свободная поверхность бурных потоков, наоборот, отличается крайней неровностью. В последнем случае могут формироваться гидравлические прыжки (остановившиеся волны). Рассматриваемый нами участок, участок с нулевым уклоном, вполне возможно в одном из случаев представляет остановившуюся волну (гидравлический прыжок).

Однако вернемся к (11). Подставив в это уравнение соотношение (17) будем иметь

$$V(x, t) = \frac{\eta}{1 + \frac{1}{\alpha}(V_0 \pm a)(t - \xi)} \left\{ C_1 \ell^{-\frac{g}{C^2 R} \cdot x} + \frac{C^2 R}{\beta g Fr} + \frac{C^2 R}{\beta g Fr} \right\}. \quad (18)$$

Уравнение (18) включает в себя произвольно зафиксированную точку  $(\xi, \eta)$ , через которую проходит интегральная кривая. Условимся абсциссу  $\xi$  в поле  $(t, V(t))$  исчислять от момента формирования участка с горизонтальной водной поверхностью, а ординату  $\eta(\xi)$  - от установившейся скорости на этом участке, предшествующей обозначенному моменту. Т.е. потребуем, чтобы интегральная кривая  $V(x, t)$  в поле  $(\eta, V(t))$  проходила через точку с координатами  $(\xi = 0, \eta = V_0)$ . При этом величину скорости  $V(t) = V_0$  можно вычислить делением расхода воды на площадь сечения потока в створе возникновения нулевого уклона. Искажение скорости определяется силами инерции на участке потока с нулевым уклоном водной поверхности и исследуется с самого начала возникновения процесса.

Перепишем (18) с учетом прохождения графика интегральной кривой через точку  $(\xi = 0, \eta = V_0)$

$$V(x, t) = \frac{V_0}{1 + \frac{1}{\alpha}(V_0 \pm a)t} \left\{ C_1 \ell^{-\frac{g}{C^2 R} x} + \frac{C^2 R}{\beta g Fr} \right\}. \quad (19)$$

По краевому условию

$$(V(x, t))_{0,0} = V_0. \quad (20)$$

Теперь легко определить одно из частных решений задачи. Краевым условием задачи, в данном случае, является известная средняя скорость потока в нулевом (исходном, в смысле возникновения процесса) створе. В соответствии с (20), при  $x = 0$  и  $t = 0$ , определяем

$$C_1 = 1 - \frac{C^2 R}{\beta g Fr}. \quad (21)$$

В итоге, частное решение нелинейного уравнения (1) получаем в виде распределения усредненных скоростей движения потока в зависимости от двух переменных  $x$  и  $t$ :

$$V(x, t) = \frac{V_0}{1 + \frac{1}{\alpha}(V_0 \pm a)t} \left\{ \left( 1 - \frac{C^2 R}{\beta g Fr} \right) \ell^{-\frac{g}{C^2 R} x} + \frac{C^2 R}{\beta g Fr} \right\}. \quad (22)$$

Участки потока с нулевым уклоном водной поверхности в устьевой и других областях движения речных потоков формируются чаще всего волнами перемещения. Волны перемещения весьма многообразны: положительные и отрицательные; перемещающиеся вниз по течению, называют прямой волной, а перемещающиеся вверх – обратными волнами. Бывают волны наполнения, волны подпора, волны отлива и волны прилива, сгонно-нагонные волны, распространяющиеся за пределы области их формирования, барические волны, волны мертвой зыби и др. – в зависимости от причин и условий их возникновения и распространения.

Многообразие условий формирования участков потоков с нулевым уклоном, помимо параметра  $Fr$ , отображается в (22) членом  $(V_0 \pm a)$ . Прямой волне соответствует  $(V_0 - a)$ , а остановившейся -  $(V_0 \pm a) = 0$ . Вышеизложенное подразумевает анализ возможных областей нахождения параметра  $(V_0 \pm a)$  на числовой оси, удовлетворяющих решению (22).

Рассмотрим характерные случаи:  $(V_0 \pm a) < 0$ ,  $(V_0 \pm a) = 0$ ,  $(V_0 \pm a) > 0$ . Требование существования и единственности решения, в смысле непрерывности

частных производных первого порядка функции  $V(x,t)$ . Используем при этом в качестве условия, позволяющего подвергнуть сомнению результат, основанный на гипотезе (14). Иначе скажем, интеграл (22) должен иметь значение для всей анализируемой области рассматриваемого возмущения. Замечаем, что функция (22) терпит разрыв при  $1 \pm \frac{1}{\alpha}(V_0 \pm a)t = 0$ . Отсюда немедленно следует: значимый результат в (22) дает условие

$$R > \frac{1}{g} \left( V_0 + \frac{\alpha}{t} \right)^2. \quad (23)$$

Критерий (23) позволяет сделать заключение, что для подавляющей части случаев движения потока в естественных условиях, результат (22) сохраняет реальный смысл.

Заметим, что уравнение движения в смысле Сен-Венана не меняет своего математического строения при учете влияния ветра на водную поверхность при усилении бокового трения, при вытекании речной струи на взморье, если полагать в этих случаях все тот же вероятностный квадратичный закон сопротивления движению. Поэтому полученные результаты распространяются и на эти случаи движения потоков с горизонтальной водной поверхностью.

Результат (22) позволяет анализировать многие процессы, в основе которых сходные с (1) условия движения потоков. Выдвинутая гипотеза о параметре  $\lambda$  позволила получить полезный результат о распределении скоростей  $V(x,t)$  на участке потока с нулевым уклоном водной поверхности, дать ясное толкование наперед задаваемому параметру решаемой задачи. Заметим здесь, что гипотеза (14) не противоречит исходному уравнению, в чем убеждаемся подстановкой (22) в (1). Однако эта гипотеза не исчерпывает всех других возможных толкований параметра решаемой задачи. Полученное решение в виде (22) позволяет анализировать влияние гидравлических характеристик потока и сопротивлений по его периметру на усредненные по сечению скорости. Множество возможных численных экспериментов на основе аналитического результата (22) равно числу сочетаний факторов, определяющих изменчивость усредненной скорости  $V(x,t)$  в произвольном сечении потока вдоль участка с горизонтальной водной поверхностью. Особенно, если учитывать многообразие режимов потока определяемых безразмерными величинами  $Fr$  и  $a$ . Подобные гидравлические режимы в потоке возникают в условиях гидравлического прыжка при перемещении волн попусков в нижнем бьефе ГЭС, при выходе речной струи на взморье.

**Численные эксперименты и их анализ для условий выхода речной струи на взморье.** При выходе речной струи на взморье образуется начальный участок с постоянной скоростью, называемый «ядром речной струи». После завершения процесса формирования ядра струи, ниже по течению формируется переходная ее часть - зона инерционных течений, в которой скорости убывают от их значений в устьевом створе до некоторых малых величин. Затем речная струя в море прослеживается по шлейфу, в пределах которого расположены районы стоково-ветровых и ветровых течений, по [1].

Рассмотрим пространственно-временной масштаб начального участка по результатам численных экспериментов, основанных на (22). С этой целью вычислим время ( $T$ , с) установления начального участка, протяженностью от створа в устье до створа, на протяжении которого  $V(x,t) \geq V_0$ . Протяженность этого участка зависит от глубины взморья (или гидравлического радиуса струи) и усредненной скорости в начальном устьевом сечении. Результаты расчетов показаны на рис.1. Масштаб явления, в соответствии с [2], определится расстоянием от устьевого створа до



сечения потока, в котором существенно изменяется время приближения  $V(x,t)$  к  $V_0$ . Это время ориентировочно равно от 18000 до 36000 с (рис.1). При глубине потока в начальном створе  $H=10$  м, времени установления ядра речной струи 24000 с и усредненной скорости движения воды в его устьевом створе 0.2 м/с, этот участок составляет 4.8 км, а при 0.4 м/с – 9.6 км.

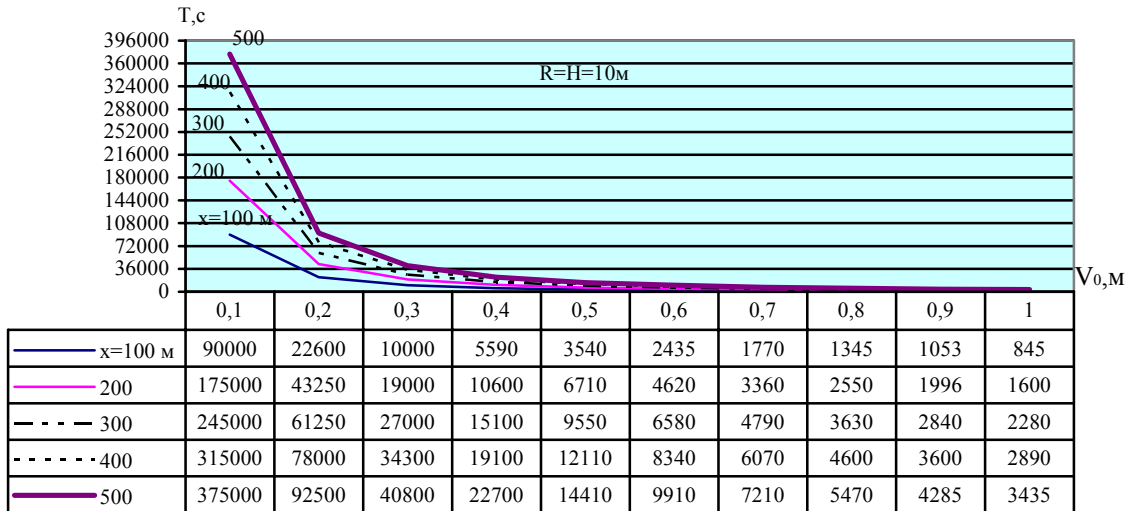


Рис.1 - Время установления на взморе постоянной скорости  $V_0$  м/с в сечениях на различных расстояниях  $X$ , м от устьевого створа с глубиной  $H=10$  м.

При другой скорости в устьевом створе (другом расходе воды из устьевого водотока) длина ядра речной струи, при глубине в устье  $H=2$  м, той же скорости и времени установления начального участка в рассматриваемых створах, - составляет от 1,2 км до 2.4 км (рис.2). При глубине в устье  $H=6$  м - протяженность начального участка составляет от 3.6 км до 7.2 км (рис.3).

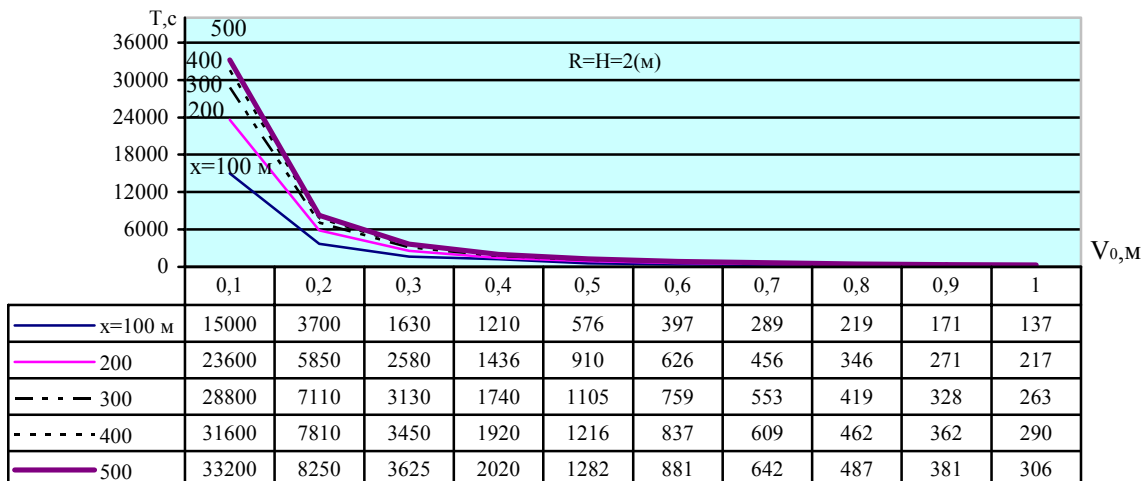


Рис. 2 - Время установления на взморе постоянной скорости  $V_0$  м/с в сечениях на различных расстояниях  $X$ , м от устьевого створа с глубиной  $H=2$  м.

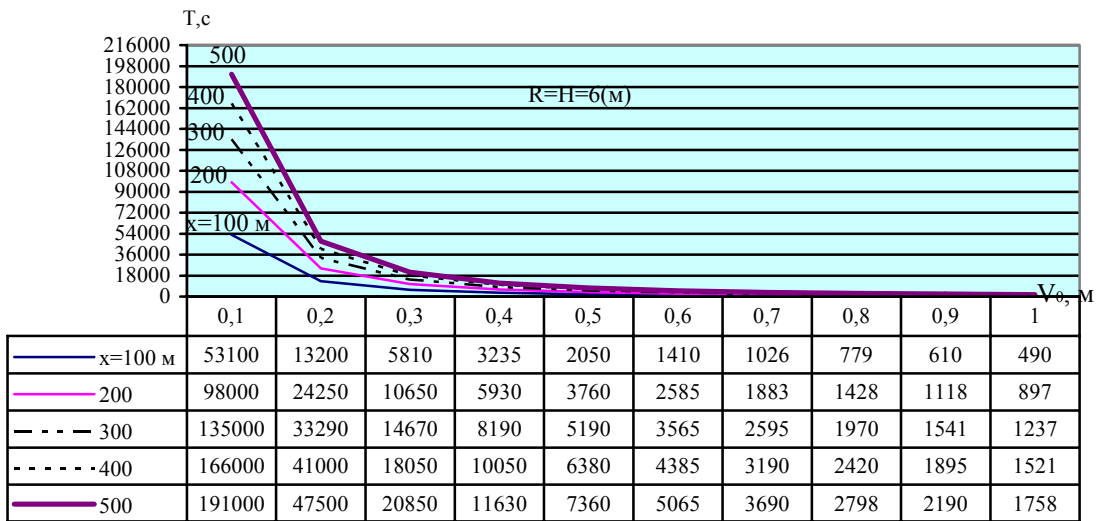


Рис. 3 - Время установления на взморье постоянной скорости  $V_0$  м/с в сечениях на различных расстояниях  $X$ , м от устьевом створа с глубиной  $H=6$  м.

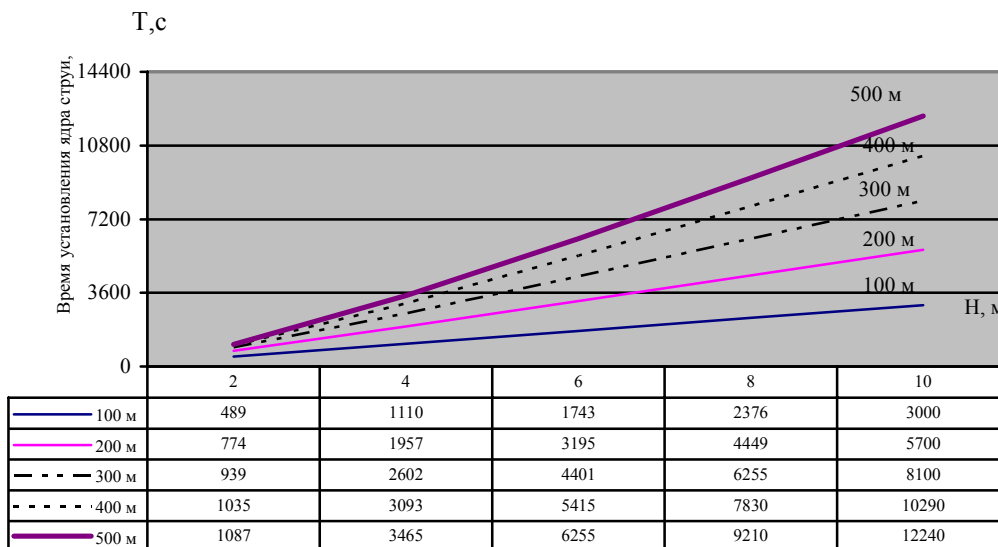


Рис. 4 - Время установления усредненной скорости 0.3 м/с **in situ** в зависимости от глубины взморья ( $H$ , м) и расстояния от конечного створа ядра речной струи.

Более полное и точное представление о времени установления начального участка речной струи (ядра речной струи) показано на рис.4, при усредненной скорости в устьевом створе 0.3 м/с и такой же скорости течения на некотором удалении от исходного створа (удаление указано цифрами у линий в поле графика). Время установления ядра речной струи в зависимости от глубины в устьевом створе имеет практически линейный вид.

После формирования начального участка струи, с увеличением независимой переменной времени  $t$  ниже по течению формируется зона инерционных течений, по [3] именуемая переходным участком. Переходной участок обнаруживается по существенному изменению графиков скоростей в разных сечениях речной струи на взморье, рис.5. Протяженность инерционного участка ориентировочно равна 3-7 км.

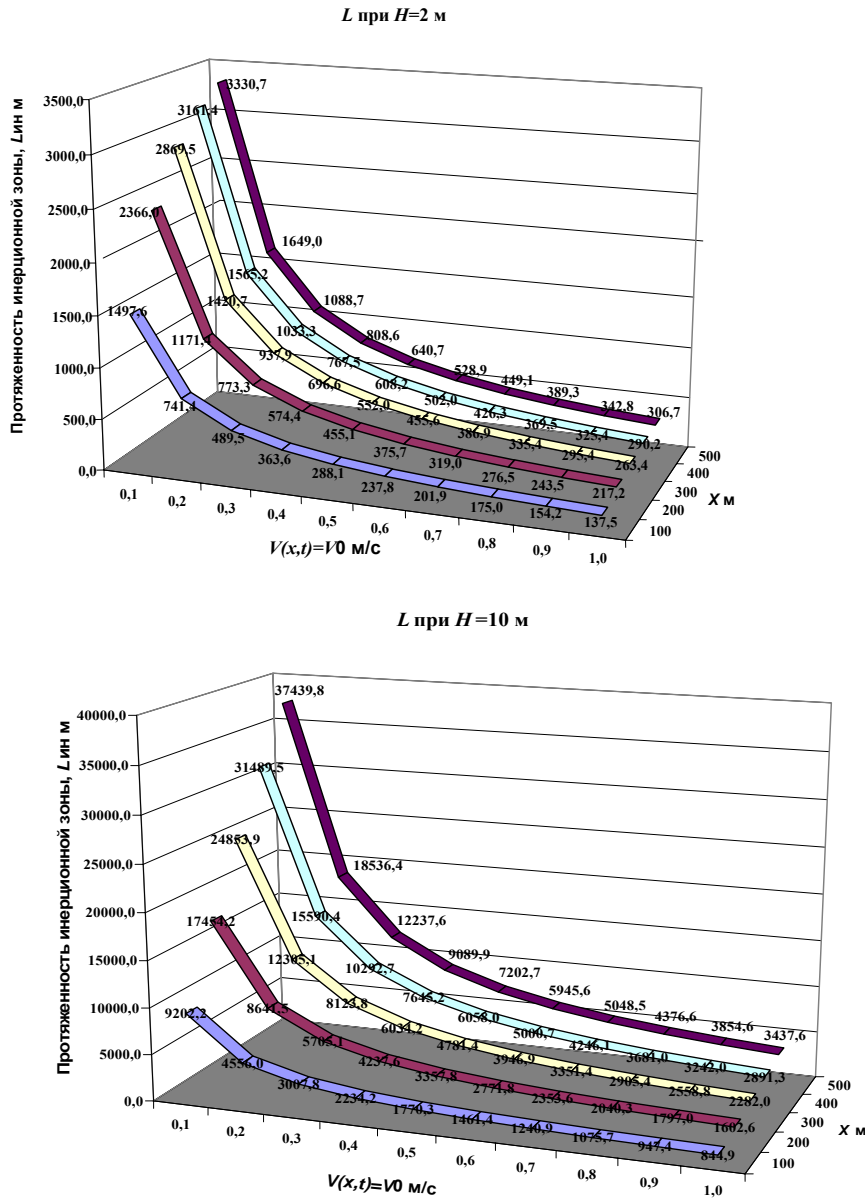


Рис.5 - Изменение протяженности зоны инерционных течений  $L_{ин}$  в зависимости от установившейся скорости  $V(x,t)=V_0$  в разных сечениях речной струи  $X_i$ .

Эти результаты согласуются с работой [4], в которой используется другой подход: изучается изменение структурных элементов речной струи в зависимости от увеличения глубин на взморье, а также разной интенсивностью вовлечения в нее морской воды. Изменение структурных элементов, в частности площади речной струи, наблюдается на расстоянии 4-6 ширин потока в устьевом створе. При этом не учитывалось, что на взморье сопротивление движению речной струи оказывает морское дно и боковые ее жидкие границы, которые существенно различаются [1].

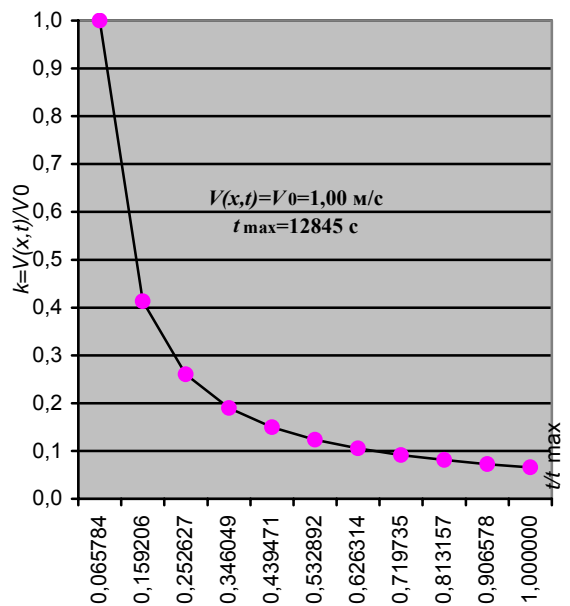
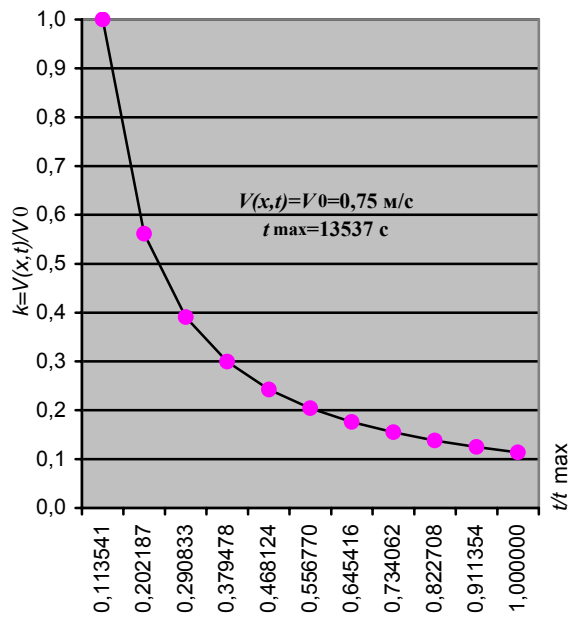
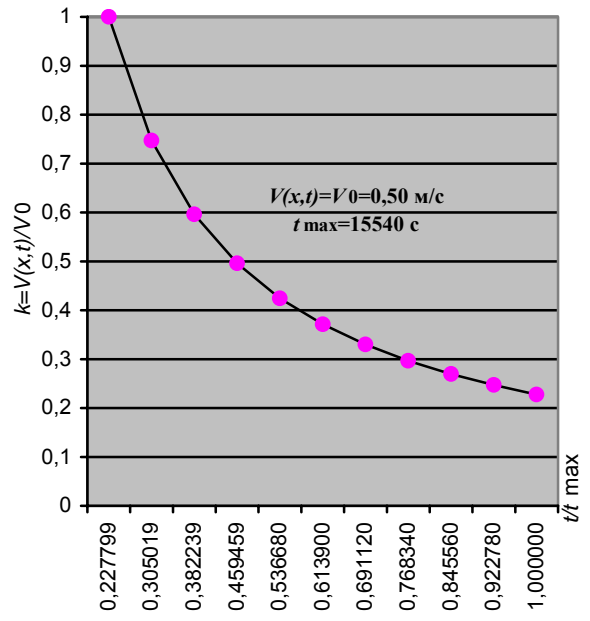
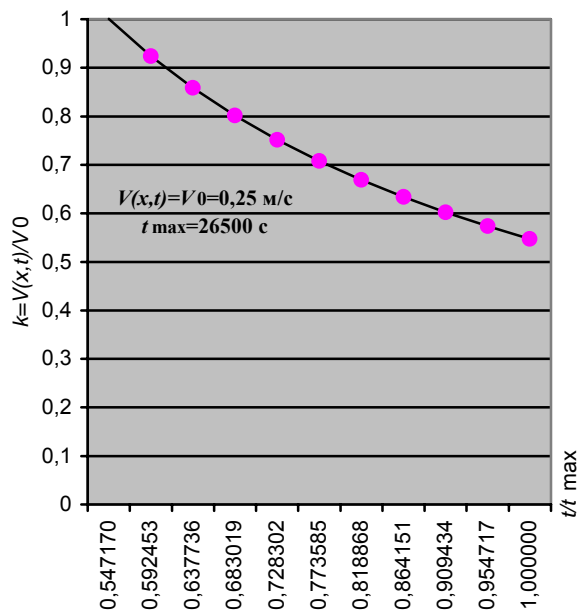


Рис.6 - Изменение безразмерной скорости  $V(x,t)/V_0$  от безразмерного времени  $t/t_{\max}$  в створе, расположенном ниже  $x = 100$  м по течению от ядра речной струи.

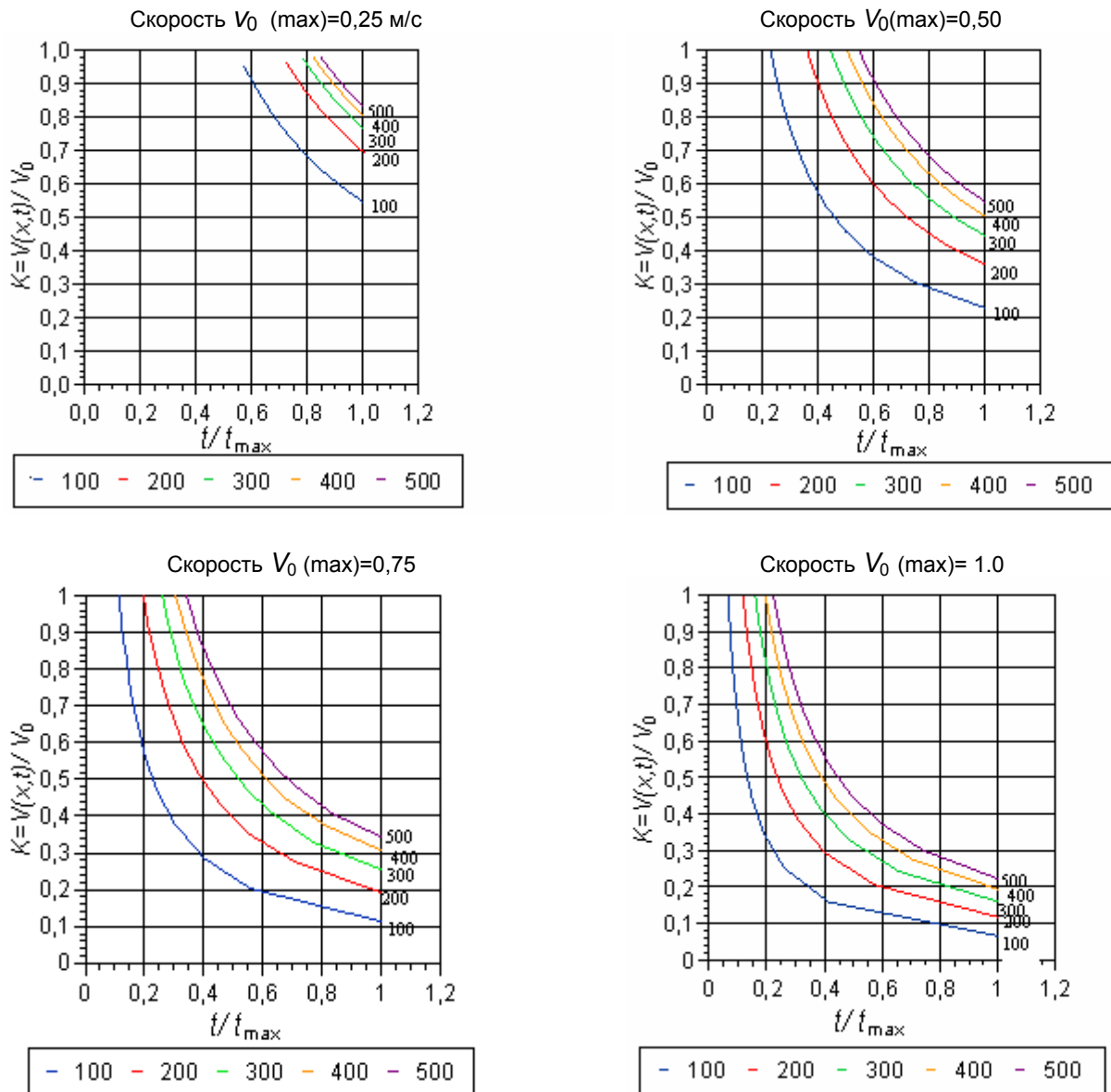


Рис.7 - Изменение безразмерной скорости  $V(x,t)/V_0$  от величины усредненной скорости и расстояний до рассматриваемых водных сечений, ниже по течению от ядра речной струи.

Интенсивность убывания усредненной скорости зависит от ее величины в конечном створе ядра струи (если рассматривается актуальная скорость, ядро струи истощается в бесконечности [2]). Большим значениям скорости (большей секундной массе потока) соответствуют большие силы инерции, поскольку масса, как известно [5], является мерой инерции. Изменение безразмерной скорости  $V(x,t)/V_0$  от безразмерного времени  $t/t_{max}$  в створе, расположенном на расстоянии  $x=100$  м ниже по течению от ядра речной струи, показано на рис.6. Для других водных сечений струи графики выглядят аналогично.

Изменение безразмерной скорости  $V(x,t)/V_0$  от размера речного стока из устья (величины усредненной скорости) и расстояний до рассматриваемых водных сечений, ниже по течению от ядра речной струи показано на рис.7. Численные эксперименты, выполненные на основе аналитического результата (22), качественно соответствуют результатам лабораторных исследований, приводимых в гидравлических справочниках,

например [5]. Полученные количественные оценки являются частным случаем возможного использования (22).

#### Выводы:

- аналитический результат усредненной по сечению скорости вдоль движения водного потока пригоден только для участков с горизонтальной водной поверхностью;

- в естественных условиях наблюдается большое разнообразие гидродинамических процессов, протекающих в ситуациях, описанных в статье. Им свойственна такая же пространственно-временная изменчивость усредненной скорости в зависимости от гидравлических характеристик. Зависимость (22) позволяет без значительных материальных затрат оценивать количественные и качественные изменения в протекании процессов при различных гидрологических фазах водного потока и при антропогенных вмешательствах в него;

- частный результат решения уравнения Сен-Веннана можно использовать в качестве краевых условий при численном решении уравнений гидродинамики, а также для верификации численных математических моделей;

- проведенные численные эксперименты, применительно к условиям выхода речной струи на взморье, показывают эффективность подобного изучения гидравлических закономерностей движения водных потоков. Пример выполненных численных экспериментов для условий выхода речной струи в море с горизонтальной водной поверхностью свидетельствует:

а) о наличии начального участка постоянных скоростей протяженностью 2-10 км при выходе речной струи на взморье (в работе [3] длина ядра речной струи 4-6 км, в [6] – 4-5 км);

б) о наличии участка значительных горизонтальных градиентов скоростей - возможной значительной турбулентности, с одной стороны, и возможного осаждения наносов различной гидравлической крупности при понижении скоростей до критических значений, с другой и пр. Такая зона в стоковой струе вытекающей на взморье, в научных работах, например [1,3,6], обычно не выделяется;

в) о том, что шлейфу речной струи свойственна малая и незначительно изменяющаяся во времени и пространстве стоковая составляющаяся скорости течения. По [1] в выделенной нами зоне шлейфа речной струи расположены зоны стоково-ветровых и ветровых течений;

г) чем больше масса вытекающих из дельтового рукава в море речных вод (рис.5,6), тем существеннее силы инерции, действующие на массу речной воды (значительнее градиенты усредненной скорости).

#### Список литературы

1. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. – М.: Московский университет, 1998. - 175 с.
2. Ландау Л.Д, и Е.М. Лифшиц. Теоретическая физика: Учебное пособие. Т. VI. Гидродинамика. - М.: Наука, 1988.-736с.
3. Справочник по гидравлике. /Под ред. Большакова В.А.-Киев: "Высшая школа", 1977.-280с.
4. Ілюшин В.Я, Пушкарь А.В., Ставерская А.В. Изменение структуры речной струи на взморье при изменении глубины и интенсивности присоединения к ней морской воды // Український гідрометеорологічний журнал. -2008. – Вып.3.-С.221-228.
5. Корякин Н.И., Быстров К.Н., Чиреев П.С. Краткий справочник по физике. -М.: "Высшая школа", 1969.- 598с.
6. Войнич-Сяноженцкий Т.Г. Гидродинамика устьевых участков рек и взморий бесприливных морей. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 203 с.

**Часткове рішення рівняння Сен-Веннана для ділянки потоку з нульовим ухилом водної поверхні.**  
**Ілюшин В.Я.** У статті розглядається часткове рішення рівняння Сен-Веннана, з урахуванням інерційних його складових. Аналітичний результат використовується для проведення чисельних експериментів, які причетні до процесу виходу річкового струменя на неприливне узмор'я. Обговорюються якісні і кількісні характеристики початкової і перехідної ділянок струменя, шлейфу річкового струменя на узмор'ї.

Ключові слова: рівняння Сен-Веннана, початкова і перехідна ділянки, шлейф річкового струменя на узмор'ї.

**Particular solution of Saint -Venant equation for an area of stream with the zero slope of water surface.**

**V. Ilushin** Particular solution of Saint-Venant equation is under consideration in the paper, with its inertia constituents taken account of. The analytical result is used for conducting numerical experiments related to the process of river stream outlet onto a tideless coast. Qualitative and quantitative characteristics of initial and transitional areas of the stream as well as ones of a tail of a river stream at a coast come into question.

Keywords: Saint-Venant equation, initial and transitional areas, tail of a river stream at a coast.

## **ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОГО АПВЕЛЛИНГА И ЕГО ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ОДЕССЕ**

*Рассчитаны и проанализированы статистические характеристики продолжительных (более 1 суток) понижений температуры поверхности моря, вызванных апвеллингом в теплый период года в районе Одессы. Используются данные станции Одесса-порт за 90-летний период. Показано, что типичная периодичность повторяемости апвеллингов межгодового-декадного масштаба сильно меняется на протяжении рассматриваемого периода. Если в первые 60 лет преобладала более низкочастотная (десятилетняя) периодичность, то в последние 30 лет, напротив, более высокочастотная (межгодовая). Это обусловлено в основном нестационарностью ветра соответствующего временного масштаба.*

**Ключевые слова:** апвеллинг, резкое понижение температуры воды.

### **Введение.**

Прибрежным апвеллингом называется динамический процесс, возникающий в прибрежных районах Мирового океана под воздействием атмосферных (внешних) или океанических (внутренних) факторов и характеризующийся интенсивными восходящими движениями вод. В Черном море, так же как и в других районах Мирового океана, возникновение апвеллинга обусловлено компенсационным притоком глубинных вод к берегу вследствие оттока поверхностных вод от берега, генерируемого сгонными ветрами или течениями. Подъем вод определяет локальные особенности гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических процессов в поверхностном слое в зоне апвеллинга, которые очень важны для решения множества прикладных задач. Поэтому изучение региональных особенностей апвеллинга является важной прикладной задачей современной океанологии [1-8].

В Черном море апвеллинг наблюдается вдоль всего побережья, однако наиболее часто – на севере и северо-западе моря [1-3]. Отличительной особенностью северо-западной части Черного моря является наличие довольно широкого шельфа. Обширное мелководное пространство обуславливает быструю реакцию водной толщи на изменение ветров. Одесский залив представляет собой часть акватории северо-западного шельфа Черного моря со средней глубиной 8 м и конфигурацией берега, при которой ветры северного и северо-западного направлений приводят к развитию сгонов [9].

Ранее изучение прибрежного апвеллинга в северо-западной части Черного моря и, в особенности, в Одесском заливе проводилось на основании анализа относительно коротких временных рядов (длина которых была меньше, чем 30 лет). Это не позволяло исследовать климатические характеристики апвеллинга, а тем более, изучать долгопериодные изменения этих характеристик [2-7]. Исключение составляет короткая статья [9], в которой главным образом анализировался ветер сгонных направлений в районе г.Одессы за 90-летний период наблюдений. Характеристики низкочастотной изменчивости количества апвеллинга практически не описывались. Отмечалось лишь уменьшение числа апвеллингов в теплый период года в последние 30 лет, которое связывалось с изменчивостью ветрового режима.

Целью настоящей работы является более подробный анализ характеристик апвеллинга в районе г. Одессы и его низкочастотной изменчивости по данным длительных наблюдений на станции Одесса-порт. При этом главное внимание уделено анализу устойчивых апвеллингов, продолжающихся более суток. В настоящей работе

такие апвеллинги названы «продолжительными». Следует отметить, что этот термин можно считать условным, поскольку сама продолжительность апвеллингов не анализировалась, а рассматривались все апвеллинги, выделенные по суточным рядам температуры.

#### **Характеристика использованных материалов.**

Для анализа резких понижений температуры воды в северо-западной части Черного моря в теплое полугодие были использованы среднесуточные данные о температуре поверхности моря, полученные на станции Одесса-порт с мая по октябрь за период с 1915 по 2006гг. Данные части военных лет (1942 и 1943гг.) отсутствуют. Среднесуточные данные анализировались по следующим причинам. Во-первых, это было сделано из-за отсутствия срочных данных за первые 15 лет изучаемого периода, а, во-вторых, по той причине, что продолжительность интенсивных апвеллингов обычно превышает одни сутки [9,10]. Последнее обстоятельство дает возможность изучения долгопериодных характеристик изменчивости устойчивого апвеллинга на основе среднесуточных данных о температуре поверхности воды. Вместе с тем, использование этих данных позволяет увеличить продолжительность анализируемых временных рядов (по сравнению, например, с работой [10] на 15 лет) и повысить статистическую значимость результатов.

Следуя работе [10], в качестве явления апвеллинга рассматривалось резкое понижение температуры поверхности воды ( $>5^{\circ}\text{C}$ ), которое наблюдалось на протяжении от одних до нескольких суток. Случаи понижения температуры воды менее чем на  $5^{\circ}\text{C}$  не рассматривались. Отдельно выделялись случаи, когда температура воды понижалась более чем на  $10^{\circ}\text{C}$ . Такие случаи принимались за проявления интенсивного апвеллинга. Далее производилась стандартная статистическая обработка полученных рядов. С целью анализа изменчивости спектральных свойств временного ряда спектры количества продолжительных апвеллингов рассчитывалась по 30-летним реализациям со сдвигом на 10 лет. При этом спектры рассчитывались путем осреднения периодограмм по 5-ти частотам с использованием фильтра Хэмминга.

#### **Результаты исследований и их анализ.**

За исследуемый период наблюдалось 325 резких и продолжительных понижений температуры воды. Средняя повторяемость апвеллингов в теплый период года составляет 3-4 явления за сезон. Максимальное количество резких понижений температуры воды отмечено в 1956 году (10 случаев). Вместе с тем наблюдались годы (1941, 1963, 1971гг.), когда продолжительных понижений температуры воды более  $5^{\circ}\text{C}$  вообще не наблюдалось (рис.1).

Продолжительный апвеллинг с понижением температуры более  $10^{\circ}\text{C}$  наблюдался за рассматриваемый период в 67 случаях, т.е. приблизительно 21% всех продолжительных апвеллингов можно отнести к интенсивным. Таким образом, интенсивный продолжительный апвеллинг в среднем наблюдается менее 1 раза за весь теплый сезон. Однако в отдельные годы он отмечается гораздо чаще. Наибольшее количество таких случаев (4) было отмечено в 1949 и в 1983гг. (рис. 2).

При рассмотрении распределения резких понижений температуры воды по месяцам на ст. Одесса-порт в теплый сезон можно выделить июль как месяц с наибольшей повторяемостью апвеллингов. В этом месяце было отмечено 94 случая, из которых 25 с понижением температуры более чем на  $10^{\circ}\text{C}$  (рис. 3). Это соответствует повторяемости приблизительно 1 случай в месяц для всех апвеллингов и около 3 случаев в 4 сезона для интенсивных апвеллингов. Вместе с тем, максимальная дисперсия повторяемости апвеллингов отмечается в июне (табл. 1). Соответствующее среднеквадратическое отклонение достигает 0,9 случаев в месяц. Это обусловлено тем обстоятельством, что обычно в начале летнего прогрева развитый верхний



перемешанный слой еще не успевает сформироваться, что и приводит к большей изменчивости в повторяемости апвеллингов по сравнению с июлем и августом.

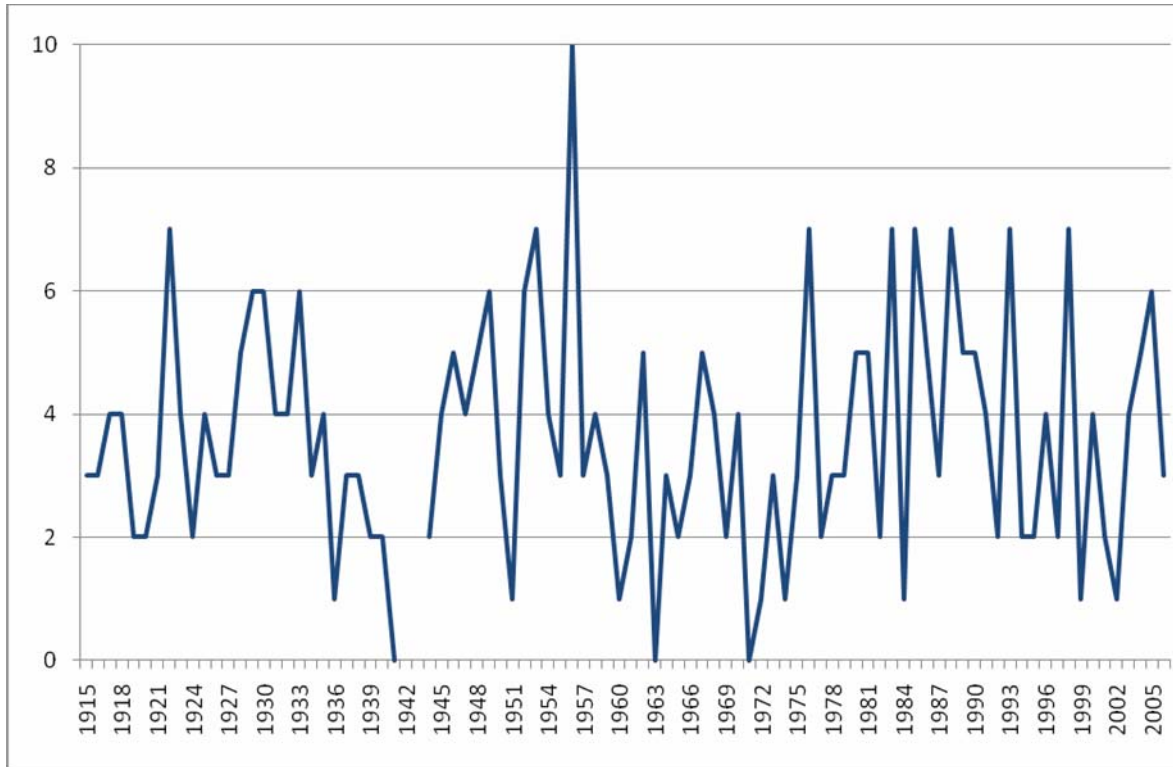


Рис.1 - Повторяемость продолжительных апвеллингов (>5°C) в теплый период года в г.Одессе в 1915-2006гг. Сплошная линия – линейный тренд.

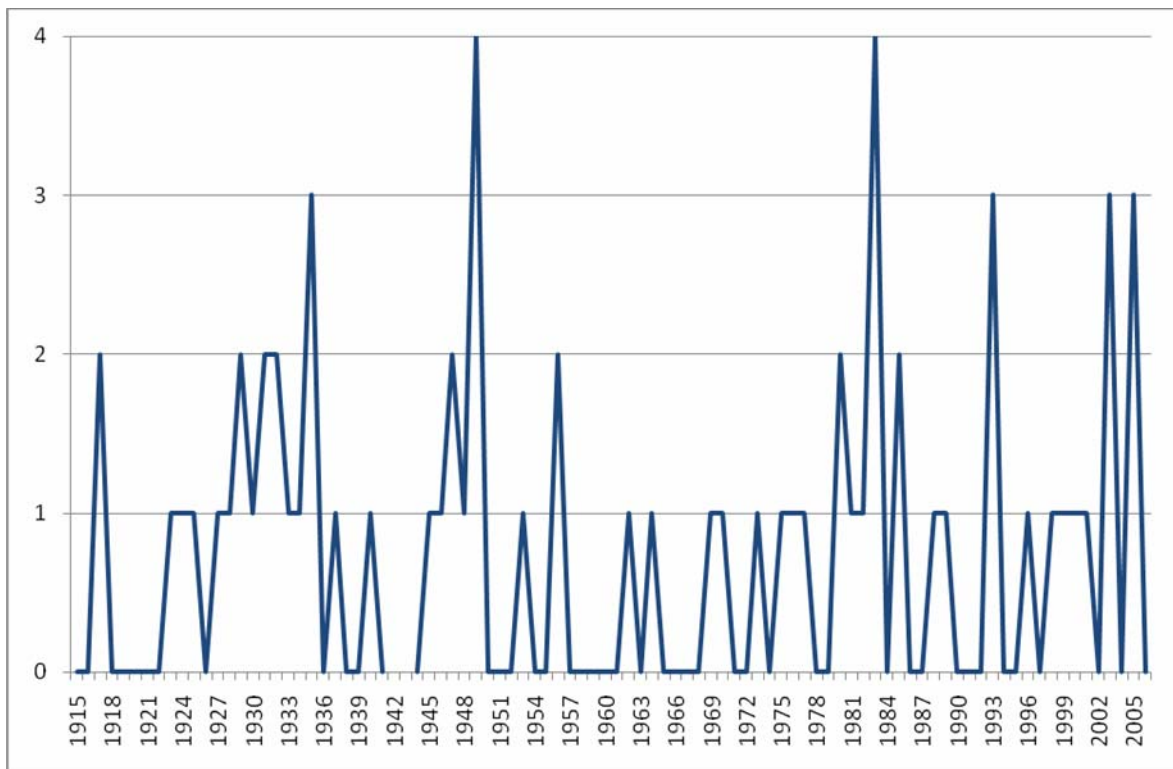


Рис.2 - Повторяемость интенсивных продолжительных апвеллингов (>10°C) в Одессе в теплый период года в 1915-2006гг.

Таблица 1 - Максимальное, среднее количество апвеллингов и дисперсия по месяцам

Месяц	Понижения температуры более 5°С			Понижения температуры более 10°С		
	Максимальное количество апвеллингов	Среднее количество апвеллингов	Дисперсия	Максимальное количество апвеллингов	Среднее количество апвеллингов	Дисперсия
5	3	0,54	0,54	1	0,03	0,03
6	4	0,92	0,81	2	0,26	0,26
7	3	1,04	0,74	2	0,28	0,29
8	4	0,72	0,65	2	0,17	0,14
9	1	0,27	0,2	1	0,02	0,02
10	1	0,03	0,03	0	0	0

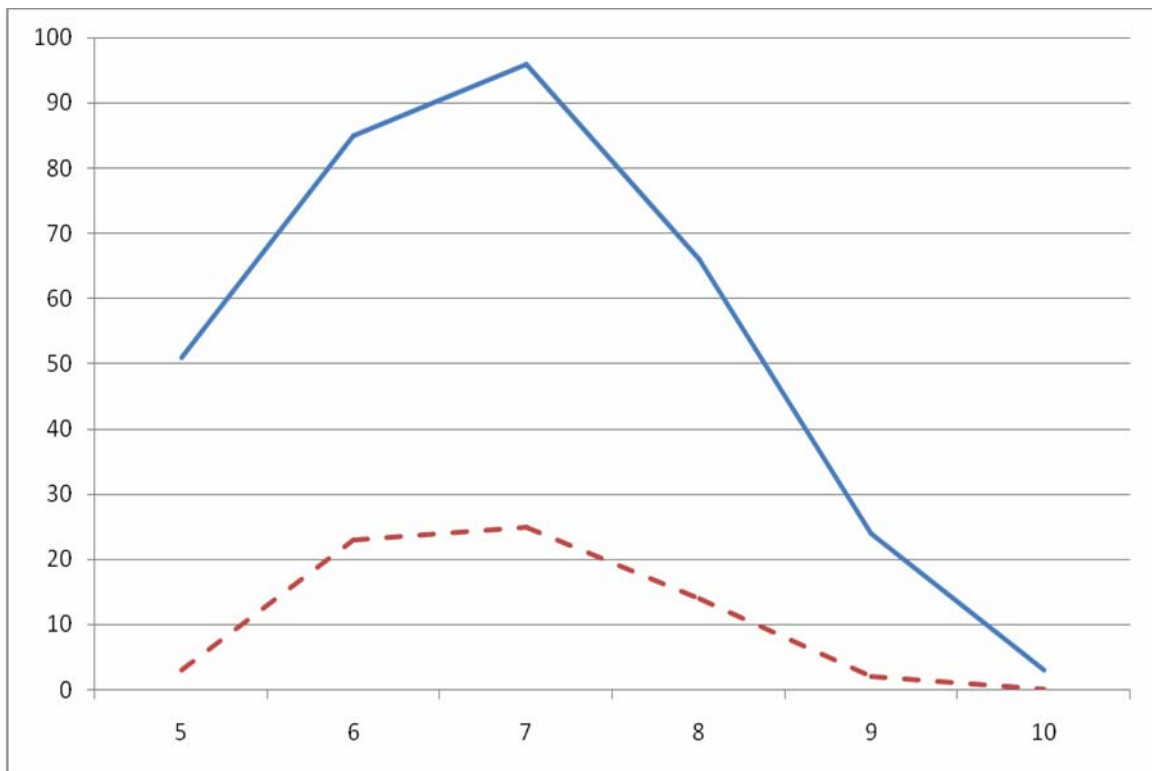


Рис.3 - Повторяемость продолжительных апвеллингов (с понижением температуры более 5°С – сплошная линия) и продолжительных интенсивных апвеллингов (с понижением температуры более 10°С – пунктирная линия) в Одессе по месяцам за период с 1915 по 2006гг.

Рис. 1 и 2 ясно демонстрируют, что анализируемые временные ряды не стационарны. Текущий спектр показывает, что типичная периодичность в повторяемости апвеллингов сильно меняется на протяжении рассматриваемого отрезка времени. Если в первые 60 лет анализируемого интервала преобладала более низкочастотная периодичность, то в последние 30 лет, напротив, более высокочастотная. На рис.4 ясно видно, что с 1915 по 1964 гг. выделяются два частотных диапазона с повышенным уровнем энергии в низкочастотной области спектра, в то время как после 1965 г. – только один диапазон, причем в более высокочастотной его части. Соответствующие периоды составляют ~15 лет и 3-4 года (для первого временного интервала) и 2-3 года (для последнего). Причем с 1925 по 1974 гг. спектральный максимум приходится на периоды около 15 лет. Отметим, что

наиболее низкочастотная периодичность, которая, в принципе, может быть выделена с некоторой разумной достоверностью (скажем, на 80% уровне) при использовании принятой процедуры обработки не превышает 10 лет. Тем не менее, отмеченная тенденция не вызывает сомнений. Причиной полученной закономерности служит нестационарность ветра на межгодовом-декадном масштабе [9].

Значимый линейный тренд в повторяемости продолжительных апвеллингов отсутствует (рис.1). На первый взгляд, это противоречит результатам работы [9], в которой получен отрицательный линейный тренд количества апвеллингов в послевоенный период, являющийся следствием ослабления ветра и уменьшения повторяемости ветров сгонных румбов. Фактически же никакого противоречия нет. Во-первых, отмеченная выше нестационарность временного ряда повторяемости апвеллингов приводит к тому, что, анализируя отдельные его участки, можно получить различные по знаку (и притом значимые) тренды. Так, например, если рассмотреть временной отрезок с 1955 по 2006 гг., то получится отрицательный тренд повторяемости апвеллингов, а с 1935 по 1955 гг. – положительный. Во-вторых, в работе [9] анализировались все понижения температуры, превышающие  $5^{\circ}\text{C}$ , а в настоящей работе – только те из них, продолжительность которых превышала 1 сутки. Это приводит к некоторому изменению статистических свойств анализируемых временных рядов. Действительно, в нашем случае общее количество продолжительных апвеллингов за теплый сезон составляет в среднем около 3,5 случаев с максимумом в июле, в то время как количество всех апвеллингов, идентифицированных по срочным данным, несколько больше. Причем, наиболее часто такие апвеллинги наблюдаются в июне [9], когда устойчивый перемешанный слой еще отсутствует и непродолжительный ветер сгонных направлений способен вызвать кратковременный апвеллинг.

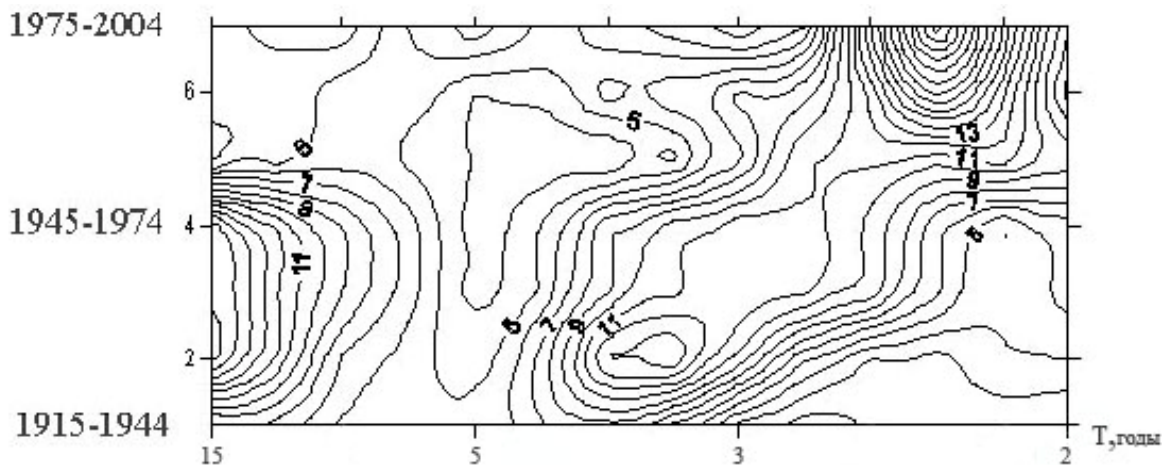


Рис.4 - Спектральные характеристики количества продолжительных апвеллингов в теплый период года в Одессе, рассчитанные по 30-летним временным отрезкам. Номера на оси ординат соответствуют последовательным номерам временных отрезков. Цифры на изолиниях показывают квадрат количества апвеллингов.

#### Выводы.

Получены статистические характеристики продолжительных апвеллингов (т.е., понижений температуры поверхности моря более чем на  $5^{\circ}\text{C}$  на время, превышающее одни сутки) на ст. Одесса-порт по данным с 1915 по 2006гг. Общее количество продолжительных апвеллингов за теплый сезон составляет в среднем около 3,5 случаев с максимумом в июле (около 1 случая в месяц). Дисперсия повторяемости апвеллингов

максимальна в июне. Соответствующее среднеквадратическое отклонение достигает 0,9 случаев в месяц. 21% апвеллингов сопровождается понижением температуры более чем на 10°C. В исследуемый период значимый тренд повторяемости продолжительных апвеллингов отсутствует. Типичная периодичность в повторяемости апвеллингов сильно меняется на протяжении рассматриваемого отрезка времени. Если в первые 60 лет анализируемого интервала преобладала более низкочастотная (десятилетняя) периодичность, то в последние 30 лет, напротив, более высокочастотная (межгодовая). Это обусловлено в основном нестационарностью ветра на межгодовом -- декадном масштабе.

### Список литературы

1. Блатов А.С., Иванов В. А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере южного берега Крыма). – К. : Наукова думка, 1992. – С. 30 – 76.
2. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР:Справочник. Т.4. Черное море. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 99 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 430 с.
4. Доценко С.А. Изменчивость гидрологических параметров вблизи побережья Одессы// Морской экологический журнал. - Севастополь: НАН Украины, МГИ.- 2004.-Т. 3, № 4. - С. 75 - 85.
5. Зайцев Ю.П., Александров Б.Г., Миничева Г.Г. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология – Киев: Наук. Думка, 2006. – 700 с.
6. Иванов В.А., Коснырев В.К. Михайлова Э.Н. Апвеллинг в северо-западной части Черного моря в период летнего прогрева // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – 4. – С. 26–35.
7. Толмазин Д. М. Сгонные явления в северо-западной части Черного моря // Океанология. –1963., Вып. 5. – С. 848 – 852.
8. Тучковенко Ю. С. Математическая модель для расчета ветровых течений в Одесском регионе северо–западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – № 45. – С. 107–117.
9. Музылёва М.А., Полонский А.Б. Характеристика межгодовой изменчивости ветрового режима и апвеллинга в Одесском заливе // Системы контроля окружающей среды. Севастополь. – 2008. - С. 333-336.
10. Ловенкова Е.А., Полонский А.Б. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеорология и гидрология. – 2005. - №5. – стр. 44-51.

#### Характеристики тривалого апвелінгу та його довгоперіодних змін в Одесі.

**Полонський О.Б., Голубович В.В.**

*Було розраховано та проаналізовано статистичні характеристики тривалих (більше 1 доби) знижень температури поверхні моря, викликаних апвелінгом у теплий період року в районі Одеси. Було використано дані станції Одеса-порт за 90-річний період. Показано, що типова періодичність повторюваності апвелінгів сильно змінюється протягом розглянутого періоду. Якщо в перші 60 років переважала більша низькочастотна (десятилітня) періодичність, то в останні 30 років, навпаки, більша високочастотна (міжрічна). Це обумовлено в основному нестационарністю вітру.*

**Ключові слова:** апвелінг, тривалі зниження температури поверхні моря.

#### **Characteristics of long-term upwelling and its long-period changes in Odessa.**

**Alexander Polonsky, Vitalii Golubovich**

*There were calculated and analysed statistic characteristics of longterm (more than 24 hours) temperature lowerings of sea surface, caused by upwelling during warm season around Odessa. Data of Odessa-port station were used over a period of 90 years. It is shown that typical periodicity of upwelling reiteration has changed much during the period of study. If during the first 60 years mainly low-frequency periodicity (10 years) prevailed, than during last 30 years, opposite, - more high-frequency (inter-yearly). It is conditioned mainly by nonstationarity of wind.*

**Keywords:** upwelling, longterm temperature lowerings of sea surface.

**В. Н. Коморин**, к.г.н., с.н.с., **Л. В. Мацокин**, к.т.н., **А.В. Кочеткова**  
НИУ "Украинский научный центр экологии моря"

## МЕТОД УСВОЕНИЯ АРХИВНОЙ ИНФОРМАЦИИ В МОДЕЛЯХ ДИНАМИКИ МОРЯ

*На основе алгоритмов фильтрации Р. Калмана разработан метод усвоения архивной информации в математических гидродинамических моделях моря с предварительной обработкой данных с помощью алгоритма автоматической кластеризации.*

**Ключевые слова:** мониторинг морской среды, модели динамики моря, фильтрация Р. Калмана, усвоение архивной информации, автоматическая кластеризация.

**Введение.** Значительный объем первичной информации, накопленной Украинским Научным Центром Экологии моря (УкрНЦЭМ) при проведении мониторинга морской среды, позволяет использовать результаты натурных наблюдений для более углубленного изучения состояния моря посредством усвоения архивных данных (результатов длительного периода наблюдений) детерминированными и стохастическими моделями динамики моря. Основным источником информации УкрНЦЭМ служат гидрологические полигонные съемки, выполняемые научно-исследовательскими судами (НИС) в различные временные периоды, а также математические гидродинамические модели. При картировании результатов мониторинга полученные данные относят к одному и тому же моменту времени, а затем интерполируют между соседними гидрологическими станциями. Однако по таким картам можно получить лишь качественное представление о пространственной изменчивости полей, поскольку они подвергаются значительному осреднению, что приводит к смещению изолиний полей относительно реального распределения характеристик водных масс. При этом, существенно искажаются статистические оценки полей и как следствие результаты вычислений в численных схемах решений систем уравнений движения [1].

**Постановка задачи.** Целью работы является разработка метода по усвоению результатов натурных наблюдений за состоянием моря и получение оптимальных оценок гидрологических и гидрохимических характеристик в узловых точках модельной сетки и в точках поля, где измерения не проводились [2].

В информационном массиве, представляющем результаты длительного периода наблюдений, данные за одну съемку, относительно основного массива данных, неэквилидистантны во времени и в пространстве (из-за изменений координат гидрологических станций каждого экспедиционного рейса). Для получения более полной «усредненной» картины динамики океанографических полей, необходимой для прогноза их изменчивости, следует производить соответствующие прогностические расчеты и картирование полей по информации, полученной как за период единичной съемки, так и за все предшествующие периоды. Фактически, слежение за динамикой полей предполагает чередование этапов их прогноза, полученного посредством математического моделирования и адаптации его оценок к натурным наблюдениям (усвоение данных конкретного экспедиционного рейса) [2].

**Входные данные и методы их обработки.** Входными данными являются данные комплексного морского экологического мониторинга и результаты модельных расчетов. Коррекция расчетов математической модели данными измерений представляет собой одну из наиболее актуальных задач в современной математической геофизике. В мировой практике такие задачи получили название "задачи усвоения".

Одним из подходов решения задач усвоения является схема, основанная на статистической теории оценивания и фильтрации процессов на фоне "шума" с известными статистическими свойствами. Этот подход, получивший название "фильтрации Калмана" (Kalman filtering) достаточно просто реализуем и устойчив к малым возмущениям наблюдаемых данных [3].

**Метод усвоения архивной информации в гидродинамических моделях.** Отличительной особенностью алгоритмов фильтрации является условный характер осреднения уравнений изменчивости океанографических характеристик и наличие уравнений для вторых моментов распределений вероятностей ошибок прогнозов. Следует отметить, что использование фильтрации Р.Калмана правомерно лишь в случае линейной динамики, где идея условного осреднения уравнений моделей морской среды базируется на свойствах гауссовско-марковских случайных функций [2]. Свойство линейности эквивалентно допущению о нормальном (гауссовском) распределении вероятностей, а свойство марковости о зависимости всех последующих  $x_i$  значений процесса от  $x_{i-1}$  предшествующих значений. Гауссовско-марковские свойства модели позволяют представить прогностические оценки процесса в виде [4]

$$\hat{X}_k = \Phi_{k,k-1} \hat{X}_{k-1} + K_k \left[ Z_k - \Phi_{k,k-1} \hat{X}_{k-1} \right], \quad (1)$$

где  $\Phi_{k,k-1}$  - коэффициент связи (переходная функция);  $K_k$ - весовой коэффициент, определяющий точность прогноза;  $Z_k$ - вектор измерений параметров морской среды.

Как видно из (1) уравнения оптимальной фильтрации представляет собой сумму детерминированной и случайной составляющих, где первое слагаемое - детерминированный прогноз процесса, а второе – стохастическая поправка к прогнозу. Качество прогноза характеризуется дисперсией ошибки прогноза

$$\sigma_k^2 = E \left\{ \left( X_k - \hat{X}_k \right)^2 \right\}, \quad (2)$$

где:  $E$  - символ математического ожидания;  $X_k$  - действительные значения параметров процесса.

Правильный выбор весового коэффициента в уравнении (1) обращает в минимум дисперсию, что означает максимально возможную точность предсказания. Нахождение же наилучшего значения весового коэффициента есть задача оптимальной фильтрации векторного процесса по его наблюдениям. Основной проблемой реализации алгоритма оптимальной фильтрации является большая размерность ковариационных матриц ошибок прогноза. Решение данной проблемы состоит либо в использовании упрощенных операторов для расчета матриц ковариаций либо применением ансамблевого подхода (принятие гипотезы эргодичности случайных полей ошибок прогноза). Подобные алгоритмы фильтрации получили название субоптимальных алгоритмов Р. Калмана, применение которых позволяет более осознанно подойти к моделированию процессов изменчивости параметров моря. Отдельно следует отметить, что одним из условий применимости динамико-стохастического подхода к решению задач усвоения данных является отсутствие тренда в характере изменчивости параметров морской среды.

Поскольку изменчивость параметров моря существенно зависит от глубины, а взаимосвязь между параметрами подвержена значительным колебаниям, для практической реализации работы алгоритма усвоения наиболее целесообразно использование субоптимальных алгоритмов фильтрации, производя расчеты отдельно для каждого горизонта наблюдений, совпадающего со слоем расчетной сетки. Выбор числа параметров для фильтрации следует приводить исходя из степени линейной взаимосвязи, определяемой коэффициентами корреляции между параметрами моря.

Перед осуществлением фильтрации Р.Калмана, для соблюдения допущений о

гауссово-марковских свойствах моделируемых процессов, необходима предварительная обработка архивной информации в совокупности с результатами модельных расчетов. Суть предварительной обработки состоит в выделении однородных зон в пределах, которых распределение значений параметров моря относится к нормальному закону распределения, при отсутствии трендовой составляющей в сформированных для фильтрации рядах.

Для оценки однородности наиболее приемлем метод автоматической кластеризации, позволяющий выделить однородные зоны (кластеры) в многомерном пространстве параметров моря, при не задании априорного числа кластеров. В УкрНЦЕМ разработан метод автоматической кластеризации, основанный на переходе из исходного многомерного пространства в пространство первых главных компонент корреляционной матрицы параметров моря и оценивании однородности объектов по критическому радиусу, численные значения которого определяются величиной стандартного отклонения объектов от центра тяжести  $i$ -того кластера. В качестве центра тяжести кластера выбирается объект с минимальным суммарным евклидовым расстоянием до остальных объектов. Объекты с расстоянием меньшим или равным критическому, считаются однородными, им присваивается соответствующий  $i$ -тый номер кластера. В последующих расчетах объекты, попавшие в  $i$ -тый кластер, не участвуют. Критерием однородности служит критический радиус, величина которого ограничена односторонним доверительным интервалом для нулевого среднего (центра тяжести кластера)

$$R_i^{krit.} = \frac{t_\alpha \sigma_i}{\sqrt{n_i}}, \quad (3)$$

где:  $t_\alpha$  - критерий Стьюдента при заданном уровне значимости  $\alpha$ ;  $\sigma$  - стандартное отклонение радиусов объектов от центра тяжести кластера;  $n_i$  - количество объектов при расчете критического радиуса.

Результатом работы алгоритма является серия кластеров, плотность объектов в которых может служить косвенным критерием качества планирования сетей гидрологических станций в проведенных экспедициях. Поскольку в плотных кластерах изменчивость переменных незначительна, то можно считать, что в пределах границ таких кластеров количество измерений достаточно для оценки состояния моря по выбранным параметрам, в то время как в разреженных кластерах значительные градиенты параметров свидетельствуют о некоторой неопределенности характера их изменчивости, для устранения которой необходима дополнительная информация.

После завершения процедуры автоматической кластеризации следующий этап субоптимального алгоритма усвоения состоит в формировании рядов каждого показателя (пакета данных), включая координаты и значения показателей детерминированной модели. Причем первыми членами рядов служат значения параметров моря, полученные на гидрологических станциях наиболее удаленных от точки модельной сетки (как по географическим координатам, так и по времени). При достаточно большой длине ряда (более 20 значений) проводится проверка ряда на наличие линейного тренда.

Процедуру фильтрации наиболее рационально проводить отдельно для каждого параметра, характеристикой погрешности измерений которого является дисперсия. Обобщением дисперсии для совокупности скалярных величин служит ковариационная матрица, диагональные элементы которой являются дисперсии составляющих вектора, а недиагональные – ковариации, характеризующие взаимосвязь между парой составляющих.

На следующем шаге алгоритма усвоения (для отдельных параметров) определяется величина весового коэффициента при вариабельности измерений

параметра, определяемой величиной дисперсии (для соблюдения размерности параметра принято стандартное отклонение) в  $i$ -том кластере. Алгоритм последовательно обрабатывает скалярные величины, начиная с гидрологической станции, наиболее близко расположенной к точке модельной сетки  $i$ -того кластера. На начальном шаге происходит вычисление веса поправки - невязки между модельным значением параметра и результатом наблюдения на близлежащей станции, с последующим уточнением значений параметра и его дисперсии. Вес поправки на первом шаге  $i$ -того кластера определяется в виде

$$K_0^i = \frac{\sigma_0^i}{(\sigma_0^i + \sigma_1^i)}, \quad (4)$$

где:  $\sigma_0^i$  - стандартное отклонение модельной оценки параметра;  $\sigma_1^i$  - стандартное отклонение параметра в  $i$ -том кластере модельной точки и близлежащей к ней гидрологической станции.

Исправленное модельное значение параметра составит

$$(C_{м.испр.})_1^i = (1 - K_0^i)C_M^i + K_0^i C_1^i, \quad (5)$$

где:  $C_{м.испр.}^i$  - исправленное модельное значение параметра в  $i$ -том кластере;  $C_M^i$  - начальное модельное значение параметра;  $C_1^i$  - значение параметра на близлежащей к модельной точке станции.

Неопределенность следующей исправленной модельной оценки будет определена в виде

$$\left(\sigma_1^i\right)_{испр.} = \left(1 - K_0^i\right) \sigma_1^i. \quad (6)$$

Следующее значение весового коэффициента соответственно составит

$$K_1^i = \frac{\left(\sigma_0^i\right)_{испр.}}{\left(\left(\sigma_1^i\right)_{испр.} + \sigma_1^i\right)}, \quad (7)$$

где:  $\sigma_1^i$  - стандартное отклонение ряда, включающего модельное значение, а также значения параметров на близлежащей к модельной точке и предшествующей близлежащей станции. Исправленное модельное значение параметра будет определено в виде

$$\left(C_{м.испр.}\right)_2^i = \left(1 - K_1^i\right)\left(C_{м.испр.}\right)_1^i + K_1^i C_2^i, \quad (8)$$

где:  $C_2^i$  - значение параметра на гидрологической станции, предшествующей близлежащей станции.

Неопределенность следующей исправленной модельной оценки  $\left(C_{м.испр.}\right)_2^i$  составит

$$\left(\sigma_2^i\right)_{испр.} = \left(1 - K_1^i\right)\sigma_2^i. \quad (9)$$

Аналогично зависимостям (4 – 9) проводятся дальнейшие расчеты весового коэффициента и окончательного исправленного модельного значения.

В качестве примера работы алгоритма в таблице приведены результаты усвоения данных для одного из кластеров для температуры, солености и растворенного кислорода весеннего периода поверхностного слоя северо-западной части Черного



моря [5], в совокупности с результатами модельных расчетов, полученных с помощью модели POM (Princeton Ocean Model) [6].

Таблица - Результаты работы алгоритма усвоения данных (данные натуральных наблюдений расположены по мере удаления по времени и координатам от модельной точки)

Шаг алгоритма	Параметр	Длина ряда	Ст.откл. рядов	Весовой коэфф.	Исправленное модельное значение параметра	Исправл. ст. откл.
1	2	3	4	5	6	7
Температура, °С						
	15,93(модель)	-	3,860			
1	12,70	2	3,698	0,511	15,259	1,889
2	12,75	3	3,005	0,386	14,291	1,159
3	12,64	4	2,617	0,307	13,783	0,804
4	14,92	5	2,303	0,259	14,077	0,596
5	12,83	6	2,133	0,218	13,805	0,466
Соленость, е.п.с.						
	11,91(модель)	-	2,990			
1	11,079	2	0,587	0,836	11,215	0,490
2	11,708	3	0,433	0,531	11,511	0,229
3	12,182	4	0,469	0,328	11,731	0,154
4	11,581	5	0,411	0,273	11,690	0,112
5	12,465	6	0,485	0,188	11,835	0,091
Кислород, мл\л						
	7,87(модель)	-	1,36			
1	6,69	2	0,834	0,619	7,139	0,518
2	6,90	3	0,629	0,452	7,031	0,284
3	6,92	4	0,527	0,345	6,992	0,186
4	6,57	5	0,513	0,266	6,880	0,137
5	7,09	6	0,461	0,229	6,928	0,106

Как следует из таблицы величина весового коэффициента уменьшается по мере удаления от координат модельной точки. Окончательным модельным значением после усвоения архивных данных следует считать: температуру – 13,805 °С, соленость – 11,835 е.п.с., кислород – 6,928 мл\л.

Подобные расчеты проводятся для всех точек модельной сетки в каждом из выделенных кластеров, с последующей оценкой качества прогноза (исправленных модельных значений) для всей расчетной сетки по критерию качества (2). В результате, построенные изолинии полей по исправленным модельным значениям будут отражать не только детерминированную составляющую, полученную с помощью математического моделирования, но и стохастическую, оцененную посредством усвоения моделью архивного материала. При усвоении многомерной информации последовательность расчетов аналогична зависимостям (4-9), где вместо дисперсий используются ковариационные матрицы центрированных и нормированных данных.

**Выводы.** Крайне важным вопросом правомерности использования предлагаемого алгоритма является динамическая неустойчивость водных масс [1]. Однако, как показали

результаты натурных исследований, термохалинный и многомерный статистический анализ значительного объема информации [5], в характере распределения водных масс, в частности северо-западной части Черного моря, в не зависимости от года, в каждый гидрологический сезон образуются устойчивые однородные зоны (районы моря), в пределах которых (в многолетний период) можно абстрагироваться от динамической неустойчивости вод и выделить кластеры, в которых распределение исследуемых характеристик близко к нормальному. Это позволяет использовать фильтрацию данных в не зависимости от времени проведенных исследований. Таким образом, можно получить обобщенные за многие годы поля, используемые для оценки степени их изменчивости в пределах каждого экспедиционного рейса, что позволяет сигнализировать, в случаях значительных изменений границ полей, о доминирующем влиянии позитивного или негативного факторов на изменчивость структуры водных масс. Правомерность же использования предлагаемого алгоритма усвоения основана одновременно на двух концепциях однородности многомерных данных – вероятностно-статистической и структурной (геометрической) [7]. Суть первой состоит в разделении исходной совокупности данных на однородные группы, каждая из которых представляет собой смесь из нескольких нормально распределенных выборок случайных величин, что позволяет внутри каждой группы использовать алгоритмы фильтрации Р. Калмана. Суть структурной концепции состоит в выделении компактных групп объектов, удаленных друг от друга на некотором, заранее заданном расстоянии.

**Задачи дальнейшего исследования:** На основании предложенного метода планируется провести анализ данных, полученных Украинским Научным Центром Экологии Моря в рамках проведения государственного комплексного мониторинга за период с 1990 по 2009 гг.

### Список литературы

1. Бензема В.Ю. Пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей океана. - СПб.: 2004. - 210 с.
2. Тимченко И.Е., Ярин В.Д., Васечкина Е.Ф., Игумнова Е.М. Системный анализ морской среды / НАН Украины // Морской гидрофизический институт - С.: - 1996. - 224 с.
3. Калман Р., Фалб П., Арбиб М. Очерки по математической теории систем. - М.: Мир, 1971. - 400с.
4. Еремеев В.Н., Игумнова Е.М., Тимченко И.Е. Моделирование эколого-экономических систем. - Севастополь.: 2004. - 322 с.
5. Орлова І. Г., Павленко М. Ю., Український В. В., та ін. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря / Під редакцією І. Д. Лоева. - К.: КНТ, 2008. – 616с.
6. Коморін В. М., Попов Ю. І., Український В. В. Оцінка мінливості гідродинамічних характеристик північно-західного шельфу Чорного моря/Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Випуск 5. – с. 188 - 201
7. Мандель И.Д. Кластерный анализ. - М.: Финансы и статистика, 1988. - 176с.

#### Метод засвоєння архівної інформації в моделях динаміки моря.

**В. М. Коморін, Л. В. Мацокин, А.В. Кочеткова.**

*На основі алгоритмів фільтрації Р. Калмана розроблено метод засвоєння архівної інформації в математичних гідродинамічних моделях моря з попередньою обробкою даних за допомогою алгоритму автоматичної кластеризації.*

**Ключові слова:** моніторинг морського середовища, моделі динаміки моря, фільтрація Р. Калмана, засвоєння архівної інформації, автоматична кластеризація.

#### Methods of mastering of the archival information in dynamic models of the sea.

**V.N. Komorin, L.V. Matsokin, A.V. Kochetkova.**

*On the basis of algorithms filtration R. Kalmana the method of mastering of the archival information in mathematical hydrodynamic models of the sea was developed with preliminary data processing with the help of algorithm automatic clusterization.*

**Keywords:** monitoring of the sea environment, dynamic models of the sea, R. Kalman's filtration, mastering of the archival information, automatic clusterization.

Данова Т.Е., канд.геогр.наук., Галат Е.В., асп.  
Одесский государственный экологический университет

## ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИИ МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА ПЕРИОД 1870-2007гг.

*Анализируется динамика концентрации морского льда Арктики, рассчитаны статистические характеристики удлиненного ряда. Определены значимые периоды колебаний суммарных значений ледовитости поля  $\Sigma_{\text{поля}}$ . Проведена типизация по пяти равным градациям, соответствующим 20% изменчивости величин суммарной ледовитости поля.*

**Ключевые слова:** концентрация морского льда, динамика, статистические характеристики

**Введение.** С точки зрения научных исследований, получение информации о динамике ледяных покровов важно для изучения изменений регионального и глобального климата. Характеристики полярных ледяных покровов (протяженность акваторий морей и океанов, покрытых морским льдом, изменения границ материкового и шельфового льда Антарктиды и Гренландии, динамика отколов и разрушений айсбергов) чувствительны к изменениям климата и могут служить индикаторами сезонной и долговременной климатической изменчивости. В то же время ледяной покров влияет на условия формирования энергетических потоков в системе "океан-атмосфера" и, следовательно, оказывает влияние на динамику регионального и глобального климата.

Изучение Арктики позволяет увидеть перспективы климатических изменений в европейском регионе, а также понять, как будет меняться окружающая среда на нашей планете. Эти исследования носят не только фундаментальный характер, но имеют и немалое прикладное значение, показывая, как лучше развивать навигацию, как рациональнее вести рыболовный промысел или добычу нефти и газа в районе Арктического шельфа. Все это требует изучения динамики сложных процессов, происходящих в высоких широтах.

Как известно, климат какого-либо места обычно определяется статистическими показателями, вычисленными на основании длинных рядов наблюдений метеорологических элементов, которые характеризуют режим погоды в данном регионе. Работа посвящена статистическому анализу исторических данных о концентрации (общей сплоченности) морского льда Северного полушария.

**Исходные данные и методика исследования.** Анализируются исторические среднемесячные данные общей сплоченности морского льда Арктического бассейна за период с 1870 по 2007 год. Источником данных послужили восемь центров:

1. Danish Meteorological Institute
2. Japan Meteorological Agency
3. Naval Oceanographic Office (NAVOCEANO)
4. Kelly ice extent grids (based upon Danish Ice Charts)
5. Walsh and Johnson/Navy-NOAA Joint Ice Center
6. Navy-NOAA Joint Ice Center Climatology
7. Temporal extension of Kelly data (see note below)
8. Nimbus-7 SMMR Arctic Sea Ice Concentrations or DMSP SSM/I Sea Ice Concentrations using the NASA Team Algorithm.

Данные были собраны в виде сетки с разрешением в один градус и наполнением по шкале от минимума – 0% до максимума – 100% в зависимости от характеристик морского льда, и подготовлены в Иллинойском университете.

Предлагаемые к исследованию данные разбиты на четыре группы по способу получения информации [1]:

1 группа – 1870–1900гг.

2 группа – 1901–1952гг. В первых, двух группах представлены данные, полученные из исторических источников – наблюдения береговых поселений, кораблей, находящихся в море о расположении кромки морского льда, о характеристиках льда (количестве и толщине). Наполнение периодов проводилось с учетом климатологии региона, использованы методы интерполяции. Вторая группа представляет собой более достоверные данные, чем первая, однако и к этим данным необходимо относиться с осторожностью.

3 группа – 1953–1971гг. Представляет собой полусферические наблюдения, имеющие разные источники. Безусловно, надежность измерений изменяется с каждым источником, но, в общем, данные достаточно точны и надежны.

4 группа – 1972–2007гг. Период спутника - полусферический охват, точность данных современного состояния.

Первичная подготовка данных включала в себя: декодировку данных, разбивку помесячно, по годам, по группам, осреднение данных проводилось по годам, по группам и по всей выборке в целом составляющей 138 лет. Все данные были подвергнуты статистическому анализу, четвертая группа данных, характеризующая период с 1972 по 2007 год, является фактической информацией, полученной с помощью спутника, обработана более тщательно с помощью методов статистического анализа. Методика, применяемая для обработки материала, предложена ранее в [2]. В качестве основы для типизации ледяного покрова морей Арктики использованы величины суммарной ледовитости, которые определялись путем суммирования значений концентрации (общей сплоченности) морского льда, характерных для середины каждого месяца за соответствующий период. Для характеристики всего исследуемого поля введено суммарное значение ледовитости поля  $\Sigma_{\text{поля}}$ .

**Результаты исследования и их анализ.** На основании осредненных данных для каждого периода лет были построены графики, характеризующие межгодовые колебания суммарных значений концентрации морского льда  $\Sigma_{\text{поля}}$  (рис. 1-5).

Для выявления значимых периодов колебаний данные каждой группы лет были подвергнуты анализу с помощью программы “SKR”. Согласно полученным результатам, по значимым периодам было проведено сглаживание исследуемых рядов и добавлен тренд. Анализ полученных графиков и расчетов показал, что 1 группе лет 1870-1900гг. характерен двухлетний период колебаний и небольшое уменьшение концентрации морского льда в Арктическом бассейне; 2 группе лет 1901-1952гг. – 6 и 3,6-летние периоды, а также значительный рост суммарной значений концентрации морского льда  $\Sigma_{\text{поля}}$ . Напомним, что данные этих периодов относятся к историческим [1]. Фактические данные периоды лет 1953-1971гг. и 1972-2007гг., представлены рисунками 3 и 4. Периоду лет 1953-1971гг. характерен рост значений ледовитости, что подтверждает тенденцию, наблюдаемую с 1870 по 1952гг., однако, с уменьшением скорость роста значений, а также период колебаний близкий к двухлетнему – 1,9 лет. Период лет 1972-2007гг. можно охарактеризовать как период с резким уменьшением суммарных значений концентрации морского льда в Арктическом бассейне, причем скорость изменений возросла почти в 20 раз. Период колебаний характерный для данного периода составил 4,2 года. Учитывая, что данные представленные в первых двух группах вполне отвечают тенденциям последующих периодов, мы включили их в общую выборку, период которой составил 138 лет, с 1870 по 2007гг. Данный период лет характеризуется полиномиальным трендом, сглаживание проводилось по 16,7-летнему периоду (рис. 5).

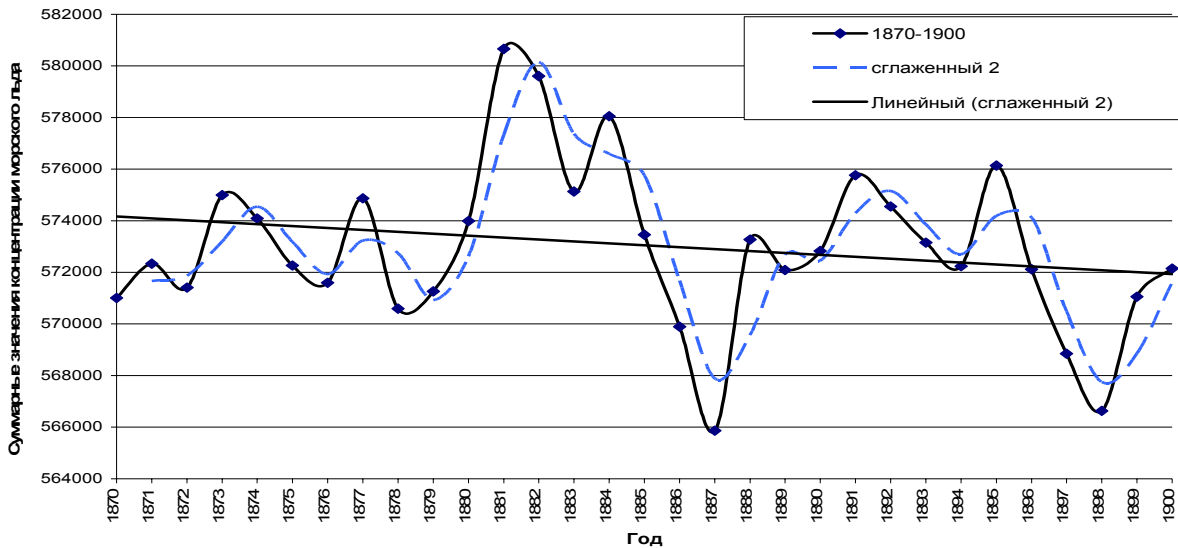


Рис. 1 – Межгодовые колебания общей сплоченности морского льда (1870-1900).

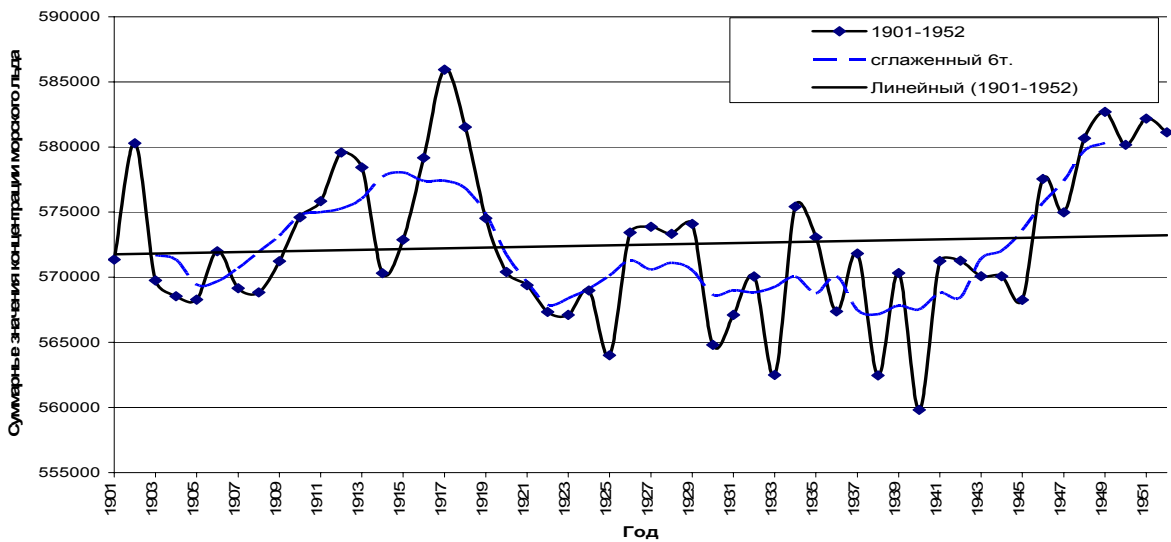


Рис. 2 – Межгодовые колебания общей сплоченности морского льда (1901-1952).

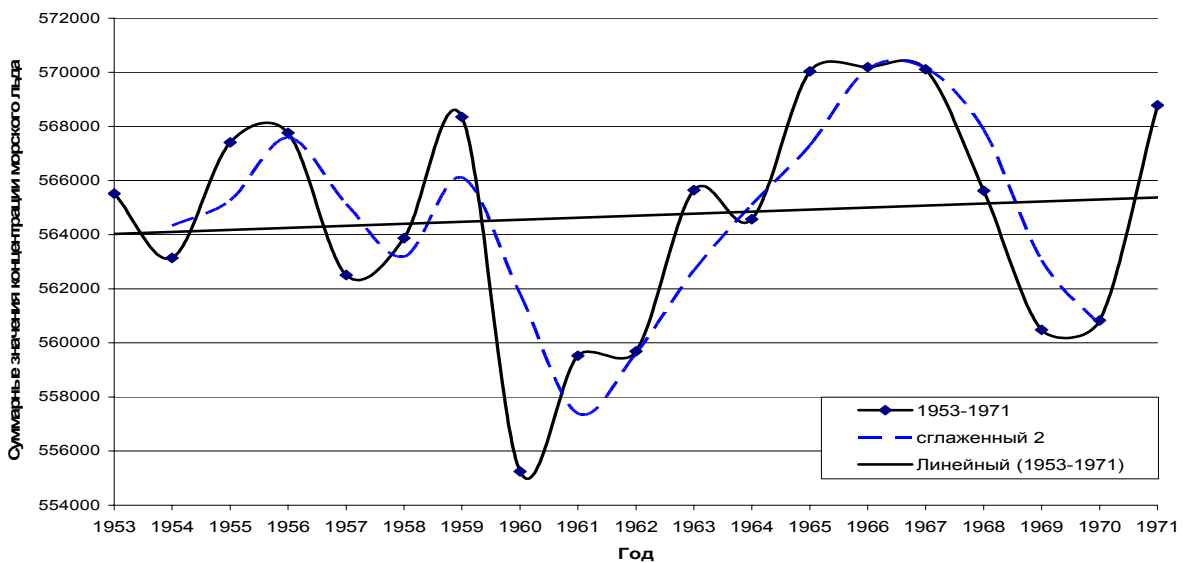


Рис. 3 – Межгодовые колебания общей сплоченности морского льда (1953–1971).

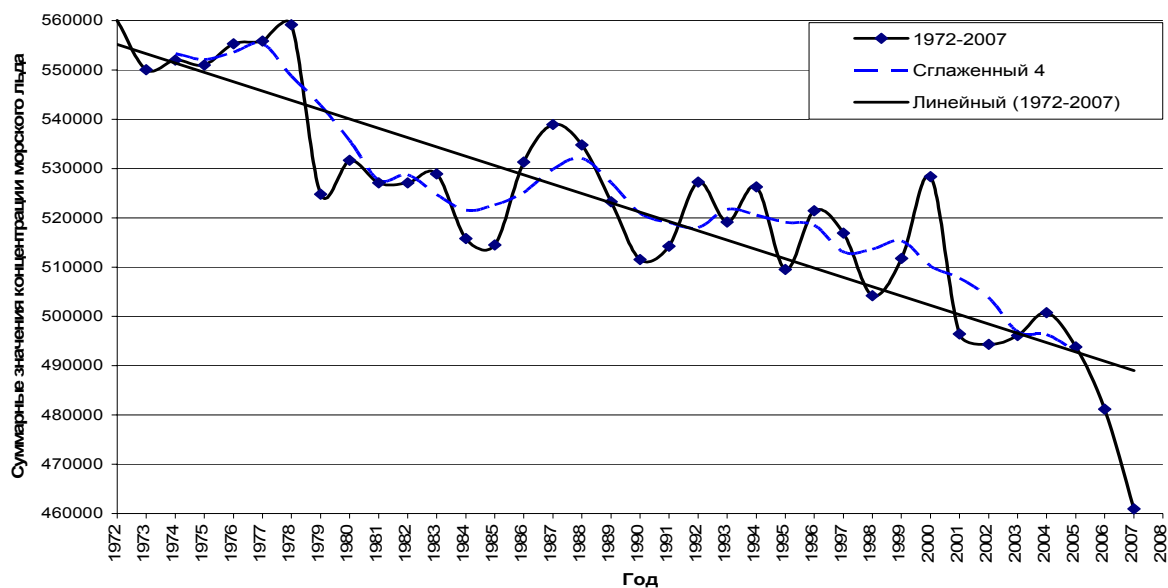


Рис. 4 – Межгодовые колебания общей сплоченности морского льда (1972–2007).

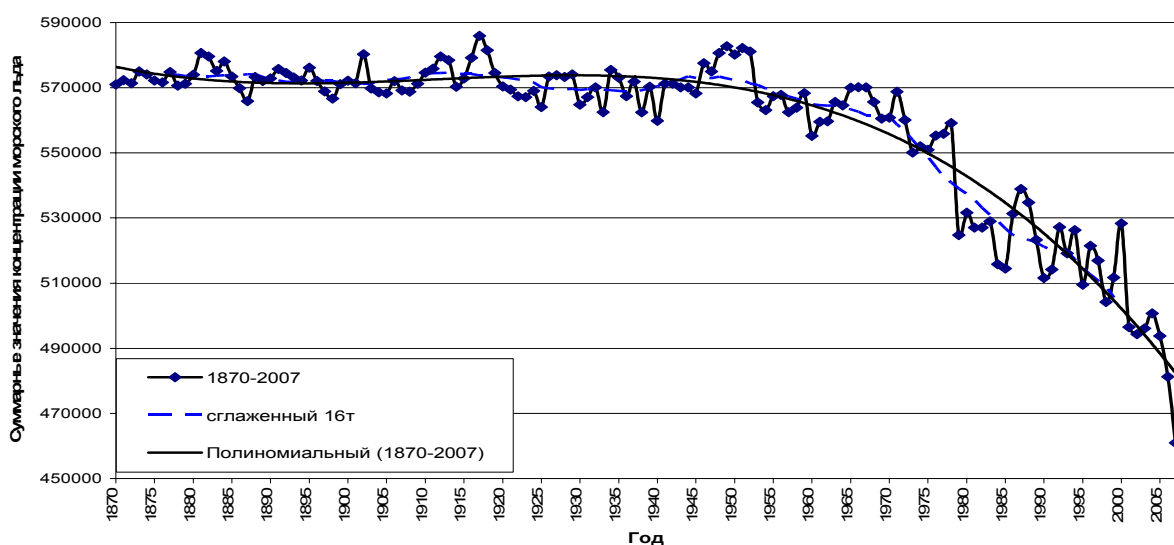


Рис. 5 – Межгодовые колебания общей сплоченности морского льда (1870–2007).

Расчет скрытых периодичностей выявил несколько значимых периода колебаний с вероятностью 68%, среди которых присутствуют и двухлетние (табл. 1).

Таблица 1 – Характеристики тенденций и периоды колебаний общей сплоченности морского льда Арктического бассейна

Период наблюдений	n	Характеристика тенденции		Периоды колебаний
		значение	скорость ед./год	
1870-1900	31	-1150	37	2,160
1901-1952	52	9757	188	6,126 / 3,599
1953-1971	19	3257	171	1,876
1971-2007	36	-99096	2753	4,166
1870-2007	138	-110031	797	16,663 / 7,477 / 2,454 / 2,173

Учитывая максимальное суммарное значение концентрации льда в акватории Арктического бассейна за исследуемый 138-летний период и уменьшение концентрации льда за этот же период, мы пришли к выводу о 19% потери морских льдов от максимальной концентрации льда в Арктическом бассейне. Известно, что в Канадском секторе Арктического бассейна кромка льда заметно сместилась к северу приблизительно на 2-3 градуса, что подтверждает спутниковую информацию о сокращении площади ледового покрова в этом районе почти на 30% за последние два десятилетия (Cavaliery et al., 1997).

Важно определить период лет, на который приходятся максимальные потери плавучих льдов Арктики, а также точку отсчета, с которой начался процесс. Анализируя многолетние изменения концентрации морского льда в Арктическом бассейне за период 1870-2007гг., приходим к выводу, что точкой отсчета в процессе уменьшения плавучих льдов можно считать 1953г. Именно с 1953 года и по 2007 год наблюдается устойчивая тенденция уменьшения концентрации льда в Арктическом бассейне [1]. На рис. 6 представлен весь 138-летний ряд, как видим: период лет 1870-1952гг. характеризуется почти нулевым линейным трендом, а период 1953-2007гг. описывается также линейным трендом с резко отрицательной тенденцией и для него характерен период колебаний близкий к шестилетнему. Учитывая, что данный период лет 1953-2007гг. представлен наиболее точными и надежными данными, то полученные результаты являются, безусловно, верными.

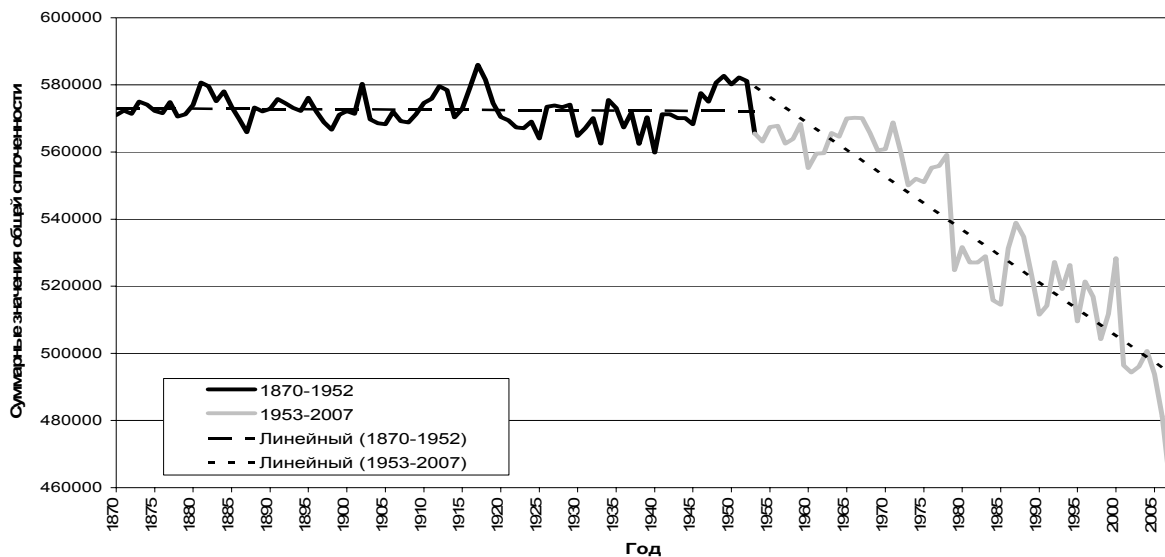


Рис. 6 – Межгодовые колебания и линейные тренды общей сплоченности морского льда за период 1870–2007гг.

Данные группы лет 1870-1952гг. подтверждены многолетними наземными и морскими наблюдениями. Безусловно, к этим данным необходимо относиться с известной долей скепсиса, но результаты расчетов показали, что данный ряд хорошо описывает климатические характеристики Арктического бассейна в этот период лет с устойчивым ледяным покровом Арктического бассейна, а значимый период колебаний составляет 10,0 и 3,5 лет и не выпадают из общих результатов.

Далее были рассчитаны основные статистические характеристики концентрации морского льда арктического бассейна для всех исследуемых периодов лет (табл. 2). Как видим, наиболее часто наблюдается левосторонняя асимметрия, что подтверждает факт уменьшение значений концентрации морского льда в указанные периоды. Также для

периодов инструментальных измерений характерна сплюснутая кривая распределения по сравнению с кривой нормального распределения, что говорит о колебаниях значений концентрации морского льда в широком диапазоне.

Таблица 2 – Статистические характеристики общей сплоченности морского льда Арктического бассейна

Период	min	max	As		Э	
1870 -1900	561828	580661	-0,23	левосторонняя слабая	0,16	вытянутая кривая
1901 -1952	559806	585947	0,19	правосторонняя слабая	-0,52	сплюснутая кривая
1952 -1971	555250	570191	-0,49	левосторонняя умеренная	-1,1	сплюснутая кривая
1971 -2007	460971	560067	-0,16	левосторонняя слабая	-0,45	сплюснутая кривая
1870 -2007	460971	585947	-1,56	левосторонняя сильная	1,67	вытянутая кривая

Была проведена типизация изменчивости концентрации морского льда Арктического бассейна за период 1972-2007гг. по пяти равным градациям, соответствующим 20% изменчивости величин суммарной ледовитости поля  $\Sigma_{\text{поля}}$ , полученная типизация представлена в табл. 3. Данная типизация позволяет более точно оценить влияние внешних факторов на льдообразование, что необходимо учитывать при разработке методов прогноза.

Таблица 3 – Каталог лет 20% изменчивости общей сплоченности морского льда Арктического бассейна за период 1972-2007гг.

20%-е пределы изменчивости $\Sigma_{\text{поля}}$		Годы	Тип
460971	480790,1	2007	минимальная
480790,2	500609,3	2001, 2002, 2003, 2005, 2006,	умеренно минимальная
500609,4	520428,5	1985, 1984, 1990, 1991, 1993, 1995, 1997, 1998, 1999, 2004,	средняя
520428,6	540247,7	1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1987, 1986, 1988, 1989, 1992, 1994, 1996, 2000,	умеренно максимальная
540247,8	560066,9	1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977, 1978	максимальная

Здесь: 1 тип - минимальное накопление ледовитости; 2 тип - умеренно минимальное накопление ледовитости; 3 тип - среднее накопление ледовитости; 4 тип - умеренно максимальное накопление ледовитости; 5 тип - максимальное накопление ледовитости.

Как видим, 2007 год характеризуется минимальными значениями концентрации морского льда Арктики, что подтверждается данными американских исследователей, на 16 сентября 2007 года площадь арктического ледяного панциря достигла исторического минимума, составив 4,13 миллиона квадратных километров, сообщает Колорадский университет в Боулдере (University of Colorado at Boulder). Об этом же сообщается в специальном отчете Arctic Report Card, составленном Национальным управлением по исследованию океанов и атмосферы США, а также в [3].



Отчет был подготовлен по результатам наблюдений, проведенных 46 учеными из 10 стран. Климатологам удалось установить, что средняя температура в Арктике выше нормы на пять градусов по Цельсию.

Основной причиной столь высоких температур ученые называют таяние арктических льдов. Исчезновение ледяного покрова приводит к тому, что океан поглощает большее количество солнечной энергии. Это, в свою очередь, приводит к повышению температуры воздуха.

#### **Выводы.**

- Расчет скрытых периодичностей исследуемых рядов выявил несколько значимых периода колебаний с вероятностью 68%, среди которых наиболее характерны – двухлетние.
- Наиболее часто наблюдается левосторонняя асимметрия, что подтверждает факт уменьшения значений концентрации морского льда в исследуемые периоды.
- Для периодов инструментальных измерений характерна сплюснутая кривая распределения по сравнению с кривой нормального распределения, что говорит о колебаниях значений концентрации морского льда в широком диапазоне.
- Точкой отсчета в процессе уменьшения плавучих льдов можно считать 1953г. Именно с 1953 года и по 2007 год наблюдается устойчивая тенденция уменьшения концентрации льда в Арктическом бассейне.
- В 2007 году площадь арктических льдов достигла своего минимума за всю историю наблюдений. Это означает, что изменения в атмосфере, ледовом покрове и ледниках Гренландии носят катастрофический характер.

#### **Список литературы**

1. *T.E. Danova, E.V. Galat*. Climatology of sea ice of the Northern hemisphere // Тези Міжнародної наукової конференції "Міжнародний полярний рік в Україні: підсумки та перспективи". – Харків, 2009. – С. 60.
2. *Данова Т.Є.* Звіт з НДР: «Оцінка стану кліматичної системи Західної Антарктики (району Антарктичного півострова) у світлі мінливості циркуляції тропосфери і низької стратосфери, термічних та динамічних характеристик південного океану, а також динаміки зледеніння». Розділ: 6 «Оцінка стану льодовитості в західному секторі Антарктичної частини Атлантики» № 0104U000958 Одеса, ОДЕКУ – 2006.
3. *Zhang, X. and J.E. Walsh.* 2006: Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: scenarios from the IPCCAR4 model simulations //J. Climate. – 2006. – №19. – P.1730-1747.

#### **Dynamics of concentration of sea ice of north hemisphere for 1870-2007 period.**

**Danova T., Galat E.**

*A dynamics of concentration of sea ice of arctic is analyzed; statistical descriptions of lengthened row are calculated. Meaningful periods of vibrations of total concentration of sea ice are definite. Typification on five equal gradations is conducted, proper 20% changeability of sizes of total concentration of sea ice fields.*

**Keywords:** concentration of sea ice, dynamics, statistical descriptions

#### **Динаміка концентрації морського льоду північної півкулі за період 1870-2007рр.**

**Данова Т.Є., Галат Є.В.**

*Аналізується динаміка концентрації морського льоду Арктики, розраховані статистичні характеристики подовженого ряду. Визначені значимі періоди коливання сумарних значень льодовитості поля  $\Sigma_{\text{поля}}$ . Проведена типізація по п'яти рівних градаціях, які відповідають 20% мінливості величин сумарної льодовитості поля.*

**Ключові слова:** концентрація морського льоду, динаміка, статистичні характеристики