

Номер 2

2007

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С.М. Степаненко

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол №4 від 26.04.2007р.

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. Гопченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; О.Г. Іваненко, д-р географ. наук, проф.,
ОДЕКУ; В.А. Єфімов, д-р фіз.-мат. 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. Осадний,
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. Тараса Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р
географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ.
наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка;
О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. –
Одеса: Вид. "ТЕС", 2007. – № 2. – 200 с.

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

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

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

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., Овчинникова Н.Б., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н.* Метеорологический фактор разбавления примеси как показатель потенциала загрязнения атмосферы.....5
- Жигайло Е.Л.* Метод агроэкологической оценки радиоактивного загрязнения первичной биологической продукции16
- Кривобок А.А.* Определение потоков отраженной коротковолновой радиации на верхней границе атмосферы по данным радиометра AVHRR спутника NOAA.....24

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

- Хохлов В.Н.* Количественное описание изменения климата Европы во второй половине XX века.....35
- Иванов С.В., Паламарчук Ю.О.* Оценка систематической ошибки модели MM5 при различных схемах параметризации.....43
- Иванько Я.М.* Изменчивость экстремальных значений и событий климатических характеристик Восточной Сибири.....67

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

- Польовий А.М., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І., Трофімова І.В.* Моделювання впливу зміни клімату на агрокліматичні умови вирощування та фотосинтетичну продуктивність озимої пшениці в Україні.....76
- Мищенко З.А.* Агроклиматическая оценка и районирование показателей заморозков на территории Одесской области.....92
- Божко Л.Е.* Радиационные факторы и продуктивность овощных культур.....105
- Сніжко С.І., Скриник О.А., Щербань І.М.* Особливості тривалості вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на території України (тенденції зміни внаслідок глобального потепління).....119
- Барсукова Е.А.* Оценка агроклиматических ресурсов формирования продуктивности ярового ячменя в Украине.....129
- Свидерская С.М.* Влияние агрометеорологических условий на развитие фитофторы и ее повреждающее воздействие на урожайность картофеля.....142
- Наумов М.М.* Период посев-всходы растений и биологическое время. Результаты расчетов.....149

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ

<i>Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р.</i> Обґрунтування методики прогнозування строків проходження весняного водопілля в басейні Прип'яті.....	156
<i>Гопченко Є.Д. Бурлуцька М.Е.</i> Дослідження структури й параметрів редуційних формул.....	164

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ

<i>Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И.</i> Моделирование трансформации ветровых волн в прибрежной зоне моря при различных вариантах реконструкции волнолома.....	175
<i>Суховой В.Ф., Рубан И.Г.</i> Особенности циркуляции вод в регионе между Африкой и Антарктидой.....	186
<i>Сриберко А.В., Буров А.М.</i> О связи атмосферного давления и температуры воды в западной части Черного моря.....	195

УДК 504. 3:551. 510. 522

С.Н. Степаненко, д.ф.-м. н., Н.Б. Овчинникова*, к.т.н, В.Г. Волошин, к.г. н.,
Н.Н. Гончаренко, асп.

Одесский государственный экологический университет

**Министерство охраны окружающей природной среды Украины, г.Киев*

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР РАЗБАВЛЕНИЯ ПРИМЕСИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОТЕНЦИАЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

На основе гауссовских стационарных моделей рассеяния примесей построена модель метеорологического потенциала загрязнения атмосферы с помощью преобразованного фактора разбавления примеси. Модель пригодна для практических расчетов для целей охраны атмосферного воздуха от загрязнения. Модель может быть служить базой для всестороннего изучения климатических и метеорологических условий приводящих к опасным уровням загрязнения атмосферы в различных географических зонах.

Ключевые слова: *качество воздуха, поллютант, диффузия, перенос примеси, показатель устойчивости, метеорологический фактор разбавления, потенциал загрязнения, метеорологические условия, экологический риск.*

Введение. Сочетание метеорологических факторов, обуславливающих уровень возможного загрязнения атмосферы, при сохранении интенсивности эмиссии, называют потенциалом загрязнения атмосферы (ПЗА) [1,2]. Показатели ПЗА могут использоваться как в прогнозах загрязнения атмосферы с различной заблаговременностью, так и при оценках климатических особенностей отдельных географических регионов накапливать или рассеивать вредные примеси (поллютанты) в течение длительных периодов времени. Показатели ПЗА могут включать любые сочетания метеорологических факторов, которые характеризуют условия вертикального и горизонтального переноса примесей в атмосфере [5,6,7].

Наиболее известная работа, посвященная исследованию роли метеорологических факторов способствующих накоплению, рассеиванию или удалению поступающих в атмосферу вредных веществ принадлежит Безуглой Э.Ю.[1], которая впервые в 80-х годах XX столетия провела районирование территории СССР по климатическому показателю ПЗА. Безуглая Э.Ю. ввела 5-ть классов (зон) опасности ПЗА, подразделив их по вероятностям метеорологических событий (условий), ведущих к повышенному уровню загрязнения. Такой подход позволил провести макро районирование территории СССР, согласно которому территория Украины попала во вторую и третью умеренную, повышенную континентальную и приморскую зоны ПЗА [6]. До сих пор многие исследователи используют этот показатель для описания климатических особенностей местности.

Однако, учитывая изменяющиеся показатели климата, использование новых законодательных актов и нормативных экологических документов и принципиально новых подходов к охране окружающей природной среды и, в частности, к охране атмосферного воздуха, дальнейшее применение методики Безуглой Э.Ю. по оценке метеорологического и климатического ПЗА на Украине, учитывая также изменившиеся

условия хозяйствования, представляется невозможным и неоправданным. Поэтому, на сегодняшний день, этот вопрос является крайне актуальным для экологической безопасности Украины.

Общая постановка и проблемы. Обеспечение чистоты атмосферного воздуха в значительной степени зависит от понимания роли метеорологических условий и правильного учета потенциальных возможностей атмосферы рассеивать и удалять поступающие в нее вредные вещества. Перенос и рассеивание примесей осуществляется по законам турбулентной диффузии, а ее интенсивность зависит от множества факторов, среди которых доминирующая роль принадлежит термическим и динамическим факторам, которые определяют устойчивость термически стратифицированного пограничного слоя [3].

Поэтому ПЗА в первую очередь должен учитывать потенциальные возможности атмосферы рассеивать примеси, которые характеризуются интенсивностью рассеяния (дисперсией) облака примеси σ_i^2 вдоль координатных осей ($i=1,2,3$). Масштабы горизонтальной продольной σ_1^2 (alongwind) и поперечной σ_2^2 (crosswind) дисперсий, а также масштаб вертикального рассеяния σ_3^2 обязательно учитываются в различных моделях загрязнения атмосферы [9].

Следовательно, и расчеты ПЗА должны базироваться на учете аналогичных показателей рассеяния, что позволит получить не только динамику его изменения и статистические характеристики, но и климатические особенности отдельных физико-географических зон поведения поллютанта (примеси), поступающего в атмосферу от различных источников.

Поэтому, в качестве показателя ПЗА предлагается использовать метеорологический фактор разбавления (МФР) поллютанта в атмосфере, который для непрерывного (или мгновенного) источника загрязнения атмосферы определяется выражением

$$D(t) = \frac{c(\vec{x}_c, t_c)}{M(\vec{x}_s, t_s)}, \quad (1)$$

где $D(t)$ – метеорологический фактор разбавления (the meteorological factor (doze) diluting pollution, MFD) примеси в атмосфере, ($T \cdot M^{-3}$);

$c(\vec{x}_c, t)$ – разовая концентрация примеси, ($M \cdot L^{-3}$);

$M(\vec{x}_s, t_s)$ – эмиссия источника, ($M \cdot T^{-1}$);

\vec{x}_c – радиус-вектор (x_c, y_c, z_c) точки, в которой определяется концентрация примеси;

\vec{x}_s – радиус-вектор точки (x_s, y_s, z_s) расположения источника примеси;

t_s, t_c – момент выброса примеси из источника расположенного в точке \vec{x}_s и момент измерения концентрации в точке рецептора \vec{x}_c , соответственно.

Цель настоящей работы заключается в получении в рамках гауссовских моделей простых формул приемлемой точности для расчета метеорологического фактора разбавления. В предлагаемой статье проведен анализ возможности применения МФР для оценки как метеорологического, так и климатического потенциала загрязнения атмосферы.

Модель оценки метеорологического фактора разбавления примеси в атмосфере. Для оценки приземных концентраций примеси широкое применение получили различные модификации гауссовских моделей [9,10]. В настоящее время практически во всех развитых странах модели такого типа доминируют в

нормативных документах [9], устанавливающих допустимые уровни загрязнения и правила расчета приземной концентрации.

В моделях гауссовского типа предполагается, что рассеяние нейтрально плавучей примеси в трехмерном пространстве происходит по нормальному гауссовскому закону распределения при постоянстве вектора скорости ветра и при сохранении текущего состояния устойчивости атмосферы за расчетный временной интервал определения приземных концентраций. Учет ряда иных факторов, влияющих на перенос, рассеяние и осаждение примеси, выполняется введением поправок. Такие поправки позволяют корректно учесть отражение примеси от верхней границы слоя перемешивания или нижней границы приподнятой температурной инверсии, взаимодействие примеси с подстилающей поверхностью, гравитационное осаждение, влажное выведение, химические превращения и пр. эффекты. Эти поправки достаточно полно описаны в работах [4,9]. Все это свидетельствует о высокой теоретической проработке и практической надежности гауссовских моделей, которые и легли в основу построения модели метеорологического фактора разбавления.

Трехмерное поле концентраций примеси образуется в зоне непрерывно действующих (или мгновенных) источников загрязнения атмосферы в результате переноса облака примеси в направлении вектора скорости ветра (вдоль оси x) и в перпендикулярном, горизонтальном (по оси y) и вертикальном (по оси z), направлении к вектору переноса. По вертикали перенос примеси осуществляется в полупространстве $z \geq 0$, так как плоскость $z=0$ представляет границу полупространства, т.е. подстилающую поверхность.

В этом случае концентрация в любой точке рассматриваемого пространства в различные моменты времени t может быть определена с помощью исходной функции, вытекающей из гауссовской модели

$$c(\vec{x}_c, t) = M(\vec{x}_s, t_s) \cdot Q(\vec{x}_c, t), \quad (2)$$

где $Q(\vec{x}_c, t_c)$ – функция плотности распределения (ФПР) концентрации в диффундирующем облаке примеси в окрестностях точки рецептора с координатами \vec{x}_c , ($T \cdot L^{-3}$);

$M(\vec{x}_s, t_s)$ – эмиссии распределенного источника в зависимости от его типа, ($M \cdot T^{-1}$);

В случае, если источники загрязнения атмосферы имеют различную конфигурацию и представлены в виде объемных (трехмерных), поверхностных (двумерных), линейных (одномерных) или точечных источников, то концентрация поллютанта, создаваемая такими источниками в трехмерном пространстве $c(\vec{x}_c, t)$, может быть определена в виде:

$$c(\vec{x}_c, t) = \int_{\mu_{11}}^{\mu_{12}} \int_{\mu_{21}}^{\mu_{22}} \int_0^t \int [M_3(\vec{x}_s, t_s) \cdot \hat{Q}(\vec{x}_c, t)] dE_V dt_s, \quad (3)$$

для объемного (трехмерного) источника;

$$c(\vec{x}_c, t) = \int_{\mu_{11}}^{\mu_{12}} \int_{\mu_{21}}^{\mu_{22}} \int [M_2(\vec{x}_s, t_s) \cdot \hat{Q}(\vec{x}_c, t)] dE_S dt_s, \quad (4)$$

для поверхностного (двумерного) источника;

$$c(\vec{x}_c, t) = \int_{\mu_1}^{\mu_2} \int [M_1(x_1, t_s) \cdot \hat{Q}(\vec{x}_c, t)] dE_L dt_s, \quad (5)$$

для линейного (одномерного) источника;

$$c(\bar{x}_c, t) = \int_0^t [M_0(t_s) \cdot \hat{Q}(\bar{x}_c, t)] dt_s \quad (6)$$

для точечного источника загрязнения атмосферы.

В формулах (3-6) функция $M_k(\bar{x}_s, t_s)$ ($k = 0, 1, 2, 3$) характеризует эмиссию распределенного источника в момент t_s . Тогда эмиссии источников M_3, M_2, M_1, M_0 имеют соответственно следующие размерности: $(ML^{-3}T^{-1})$, $(ML^{-2}T^{-1})$, $(ML^{-1}T^{-1})$, (MT^{-1}) , а элемент конфигурации dE_k источников представлен n -мерным вектором параметра $\bar{\mu}$, область изменения которого для источников различной конфигурации выражается соответственно неравенствами:

$$\begin{aligned} E_V &: \mu_{i1} \leq \mu_i \leq \mu_{i2}, i = 1, 2, 3; \\ E_S &: \mu_{i1} \leq \mu_i \leq \mu_{i2}, i = 1, 2; \\ E_L &: \mu_1 \leq \mu_i \leq \mu_2. \end{aligned}$$

Следовательно, элемент dE_k ($k = 1, 2, 3$) в выбранной криволинейной системе координат определится как:

$$\begin{aligned} dE_V &= e_V d\bar{\mu} = e_V d\mu_1 d\mu_2 d\mu_3; \\ dE_S &= e_S d\bar{\mu} = e_S d\mu_1 d\mu_2; \\ dE_L &= e_L d\mu, \end{aligned} \quad (7)$$

где e_k – масштабный множитель, имеющий размерность элемента источника, (L^3, L^2, L) .

Функции плотности распределения $\hat{Q}(\bar{x}_c, t)$ в формулах (3-6) для среды, движущейся вдоль оси x в полупространстве $z \geq 0$ со скоростью u , могут быть представлены согласно гауссовской модели в виде

$$\begin{aligned} \hat{Q}(\bar{x}_c, t) &= \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} \exp\left\{-\frac{[x_c - x_s - u(t_c - t_s)]^2}{2\sigma_x^2} - \frac{(y_c - y_s)^2}{2\sigma_y^2}\right\} \times \\ &\times \frac{1}{\sqrt{2\pi}\cdot\sigma_z} \left\{ \exp\left[-\frac{(z_c - z_s)^2}{2\sigma_z^2}\right] + \exp\left[-\frac{(z_c + z_s)^2}{2\sigma_z^2}\right] \right\}. \end{aligned} \quad (8)$$

В формуле (8) дисперсии σ_i^2 являются функциями аргумента $x = u(t_c - t_s)$. Таким образом, с помощью формул (1-8) можно оценить метеорологический фактор разбавления для любого типа источника как точечного (нольмерного), так и объемного (трехмерного). При этом функции плотности распределения концентрации, порождаемой в трехмерном пространстве источником любой конфигурации, будут аналогичны. Но для оценки суммарной эмиссии источника k -того порядка необходимо выполнить интегрирование удельных эмиссий по элементам конфигурации источника.

Нам представляется оправданным строить модель метеорологического потенциала загрязнения атмосферы, основываясь на понятии стационарного равномерно распределенного непрерывного источника, так как в этом случае можно

считать, что удельная эмиссия источников за промежуток времени $(t_c - t_s)$ не изменяется и тогда метеорологический фактор разбавления, лежащий в основе построения модели ПЗА, можно записать

$$D(t) = \frac{\int \int \int M(\bar{x}, t) dE_V \int_0^t [\hat{Q}(\bar{x}_c, t)] dt_s}{\int \int \int M(\bar{x}, t) dE_V \int_{\mu_{11} \mu_{21} \mu_{31}}^{\mu_{12} \mu_{22} \mu_{32}}} = \hat{Q}(\bar{x}_c, t_c | \bar{x}_s, t_s) dt. \quad (9)$$

Здесь $\hat{Q}(\bar{x}_c, t_c | \bar{x}_s, t_s), [L^{-3}]$ – представляет функцию плотности вероятности перехода поллютанта, находящегося в момент времени t_1 в точке \bar{x}_1 , в окрестность точки \bar{x}_2 к моменту времени t_2 . Это означает, что $\delta t = (t_2 - t_1)$ может интерпретироваться как промежуток времени, необходимый для определения так называемой разовой концентрации.

Модель оценки потенциала загрязнения атмосферы. Расчетные алгоритмы потенциала загрязнения атмосферы построим на алгоритмах модели диффузии гауссовского типа ISC3 (Industrial source complex dispersion models), известной в ЕС и США в качестве нормативной модели, устанавливающей допустимые уровни загрязнения и правила расчета приземных концентраций [9].

Сохраняя гауссовский подход к решению задачи, запишем метеорологический фактор разбавления, используя уравнения (8-9), в виде

$$D(t) = [AT(x, t) \cdot CT(x, y) \cdot VT_i(x, z) \cdot FP(x)] \cdot \delta t, \quad (10)$$

где $AT(x, t)$ – масштаб горизонтального переноса примеси вдоль оси x со скоростью ветра \bar{u} (along wind transport), m^{-1} ;

$CT(x, t)$ – масштаб горизонтального рассеяния примеси по оси y (crosswind transport), m^{-1} ;

$VT(x, t)$ – масштаб вертикального рассеяния примеси по оси z (vertical transport), m^{-1} ;

$FP(x)$ – фактор обеднения источника (function of pauperization).

Рассмотрим все составляющие уравнения (10). Фактор $AT(x, t)$ характеризует перенос и рассеяние облака примеси по потоку вдоль оси x и согласно уравнению (8) (для x_s и $y_s = 0$) определится следующим образом

$$\hat{Q}(\bar{x}_c, t) = \left[\frac{1}{\bar{U} \cdot (t_s - t_c)} + \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_x} \exp\left(-\frac{[x_c - u \cdot \delta t]^2}{2\sigma_x^2}\right) \right]. \quad (11)$$

Для стационарного непрерывного источника рассеянием σ_x^2 (второе слагаемое в квадратных скобках в (11)) примеси относительно центра облака, которое перемещается со скоростью \bar{U} с воздушным потоком, можно пренебречь по сравнению с переносом самого облака примеси. Тогда фактор $AT(x, T)$ будет зависеть только от переноса примеси по потоку и запишется в виде

$$AT(x,t) = \frac{1}{\bar{U}(t_s - t_c)} = \frac{1}{\bar{U}_z \cdot \delta t}, \quad (12)$$

где δt – временной интервал равный 20 мин, необходимый для определения “разовой” концентрации [2];

\bar{U}_z – средняя в слое скорость ветра, м·с⁻¹.

Запишем далее фактор $CT(x,t)$, используя уравнение (8), в виде

$$CT(x,y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_y} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right), \quad (13)$$

где σ_y^2 и σ_y – являются также функциями аргумента $x = u(t_c - t_s)$.

Фактор $CT(x,t)$ представляет функцию плотности распределения горизонтально диффундирующего облака в области $-\infty < y < \infty$ в направлении перпендикулярном к вектору среднего переноса. Однако, для определения метеорологического потенциала загрязнения нет необходимости задавать координату y точки расположения рецептора, что обязательно выполняется при расчетах поля концентраций. Поэтому экспоненциальный член уравнения (13) можно исключить, приняв $y=0$ и масштаб диффундирующего облака в направлении оси y запишем следующим образом

$$CT(x,y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_y}. \quad (14)$$

Для определения фактора $VT(x,t)$ перепишем ту часть уравнения (8), которая содержит компоненту z , в виде

$$VT_1(x,z) = \frac{(q_1 + q_2)}{\sqrt{2\pi} \sigma_z}, \quad (15)$$

где q_1 и q_2 – безразмерные поправочные коэффициенты вертикального рассеяния без учета отражения и с учетом отражения примеси от подстилающей поверхности, соответственно

$$q_1 = \exp\left(-\frac{(z_c - H_s)^2}{2\sigma_z^2}\right); \quad q_2 = \exp\left(-\frac{(z_c + H_s)^2}{2\sigma_z^2}\right), \quad (16)$$

где σ_z – вертикальный масштаб рассеяния, м;

σ_z^2 – дисперсия, характеризующая рассеяние по вертикали;

$z_s = H_s$ – эффективная высота источника загрязнения атмосферы, м;

z_c – вертикальная координата рецептора.

В (15) и (16) дисперсии σ_z^2 и σ_z являются монотонно возрастающими функциями аргумента $x = \bar{U}(t_c - t_s)$, при этом $\sigma_z^2(0)=0$. Можно убедиться, что функция (15) в области $0 \leq z < \infty$ обладает свойством функции плотности

распределения, поскольку $\varphi(z) > 0$, и выполняется условие нормировки $\int_0^{\infty} \varphi(z) dz = 1$.

Поэтому функция (15) трактуется как функция плотности вероятностей $\varphi(z)$ специального усеченного нормального распределения на полупрямой.

Использование уравнения (15) для оценки вертикального рассеяния вызывает необходимость учета высот источников H_s . Но так как метеорологический потенциал загрязнения характеризует только способность атмосферы рассеивать поллютант в трехмерном пространстве, то введение различных параметров источника, например его высоту или эмиссию, возвращает нас вновь к фактору разбавления, т.е. к одному из базовых элементов количественной оценки полей концентрации.

Поэтому в основу модели ПЗА положен принцип равномерно распределенного стационарного непрерывного объемного (или поверхностного) источника, эмиссия которого может быть оценена уравнениями (3) и (4).

Такие условия для источника требуют рассматривать перенос примеси только в слое $0 \leq z \leq H_m$, т.е. в области, где обе границы слоя непроницаемы для поллютанта. Слой H_m может быть или дневной слой перемешивания (mixed layer), или ночной устойчивый пограничный слой (NBL), или границы температурных инверсий.

При таких условиях решение уравнения (15) имеет вид [8]

$$VT_2(x, z) = \frac{1}{2H_m} \left[J_i \left(\frac{z_c - z_s}{2H_m}, \frac{\sigma_z^2}{2H_m^2} \right) + J_i \left(\frac{z_c + z_s}{2H_m}, \frac{\sigma_z^2}{2H_m^2} \right) \right] \approx \frac{1}{H_m}, \quad (17)$$

где $J(\cdot)$ – функции Якоби, которые при z_c и $z_s = 0$ равны 1.

Аналогичный результат будет получен, если вместо коэффициентов $(q_1 + q_2)$ уравнения (15) использовать коэффициент q_3 , учитывающий полное отражение примеси от нижней и верхней границ слоя перемешивания. Тогда фактор вертикального рассеяния в соответствии с работой [9] будет записан в виде

$$VT_3(x, z) = \frac{q_3}{\sqrt{2\pi} \sigma_z}, \quad (18)$$

где

$$q_3 = \left\{ \sum_{i=0}^{\infty} \left[\exp \left[- \left(\frac{(2iH_m - H_s + z_c)^2}{2\sigma_z^2} \right) \right] + \exp \left[- \left(\frac{(2iH_m + H_s + z_c)^2}{2\sigma_z^2} \right) \right] \right] + \sum_{i=0}^{\infty} \left[\exp \left[- \left(\frac{(2iH_m + H_s - z_c)^2}{2\sigma_z^2} \right) \right] + \exp \left[- \left(\frac{(2iH_m - H_s - z_c)^2}{2\sigma_z^2} \right) \right] \right] \right\}. \quad (19)$$

Сумма четырех членов уравнения (19) сходится достаточно быстро к окончательной оценке параметра q_3 . В большинстве случаев суммирование ряда с числом волн отражения равным $i = 2$ обеспечивает адекватную оценку ряда. Когда экспоненциальные члены уравнения (19) на третьем шаге ($i=3$) становятся малыми [$\exp(-10)$], то облако распространяющейся примеси можно считать однородным в

пределах слоя перемешивания H_m и, тогда выражение в фигурных скобках (19) упрощается и записывается в виде

$$q_3 = \frac{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_z}{H_m} . \quad (20)$$

Фактор $VT(x,t)$ в уравнении (17) и в (18) представляется простой “box-моделью” с однородным вертикальным перемешиванием, и поэтому окончательно для учета вертикального переноса можно принять

$$VT(x,t) = 1/H_m . \quad (21)$$

Рассмотрим далее фактор $FP(x)$, представляющий сток примеси в процессе диффузии. Следуя выбранной нами стратегии, учтем только метеорологические составляющие, которые ведут к “очищению” слоя переноса примеси и, следовательно, косвенно влияют на оценку фактора разбавления, т.е. на потенциал загрязнения. Тогда фактор $FP(x)$ будет учитывать только влияние осадков

$$FP(x) = f_p(x) = \exp[-\lambda \cdot t] , \quad (22)$$

где $f_p(x)$ – функция обеднения источника за счет вымывания осадками;

λ – постоянная, характеризующая скорость исчезновения примеси в диффундирующем облаке при наличии осадков.

Окончательно, используя формулы (12),(14),(21),(22), запишем показатель потенциала загрязнения атмосферы в виде метеорологического фактора разбавления

$$D(t) = \frac{e^{-\lambda \cdot t} \cdot \delta t}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_y(x) \cdot (\bar{U}_z \cdot \delta t) \cdot H_m} , \quad (c/m^3) . \quad (23)$$

Однако, для анализа зависимости потенциала загрязнения от метеорологических условий удобнее использовать обратную величину от $D(t)/\delta t$, а именно

$$\Phi = 2.5 \cdot \sigma_y(x) \cdot (\bar{U}_z \delta t) \cdot H_m \cdot e^{\lambda \cdot t} , \quad (24)$$

где Φ – символ введен для обозначения потенциала загрязнения, m^3 ;
 $x = (U_z \cdot \delta t)$, U_z в м/с, $\delta t = 1,2 \cdot 10^3$ с.

Потенциал загрязнения атмосферы можно интерпретировать как “объем воздуха, в котором при текущих погодных условиях равномерно распределен разовый единичный выброс примеси за интервал времени, необходимый для определения разовой концентрации”.

Следовательно, большие значения Φ будут свидетельствовать о высоких потенциальных способностях атмосферы рассеивать примесь, а малые показывать наличие неблагоприятных погодных условий, ведущих к опасным уровням загрязнения атмосферы. Вымывание примеси осадками ($\lambda > 0$) обеспечивает увеличение показателя Φ , т.е. характеризует способность атмосферы быстро выводить примесь из области рассеяния. Объем воздуха, в котором равномерно распределен разовый единичный выброс примеси, можно представить как параллелепипед, размеры которого

определяются составляющими Φ , а именно: длина $a = (U_z \cdot \delta t)$; ширина $b = \sigma_y(x)$; высота $c = H_m$. Все составляющие показателя Φ являются многомерными функциями метеорологических величин, представляющими весь спектр погодных условий и их изменений.

Для определения масштабов горизонтального $\sigma_y(x)$ и вертикального рассеяния H_m достаточно воспользоваться одной из известных классификаций устойчивости пограничного слоя атмосферы. В настоящее время определение термодинамической устойчивости ПСА проводится по дискретным категориям устойчивости атмосферы, способами Паскуилла, Улига, Смита, Паскуилла-Тернера-Бызовой и др. авторов, или по значениям одного из градиентных или потоковых параметров устойчивости. Классификации типа Паскуилла-Тернера разрабатывалась для географических и метеорологических особенностей США, а поправки, введенные Бызовой Н.Л. к этой классификации, изменили диапазон безразличного состояний и учли наличие снежного покрова. Классификация Паскуилла-Тернера-Бызовой проверена только измерениями в Обнинске (Калужская обл., Россия) [4].

Метод определения устойчивости, адаптированный к метеорологическим и географическим особенностям Украины, классификация «GS (grade stability)», предложен в работе [3,7]. Метод хорошо идентифицирует состояние атмосферы и работает на доступных данных, получаемых в оперативном режиме с сети метеорологических станций.

Гауссовские модели могут использовать различными способами задания масштабов σ_y, σ_z и H_m . Сводка всех значений дисперсий и формул для расчета масштабов рассеяния и соответствующих параметров приводится на сайте GeoMod, <http://geomod.rsu.ru/Bank/ModAtmo2/refereces.htm#10>.

В табл. 1 приведены величины масштабов рассеяния, которые могут использоваться для оперативной оценки ПЗА по формуле (24). В первой и во второй колонке представлены классы устойчивости и тип стратификации по классификации «GS» по [7]. Горизонтальный масштаб $\sigma_y(x)$ рассчитывался по формуле Бригса [11]. В пятой колонке дана скорость ветра характерная для каждой категории устойчивости атмосферы. Вертикальный масштаб H_m определен нами на основе сопоставлений классов устойчивости «GS» и аэрологических данных станций Киев для теплого периода года (июнь-август) и показан в шестой колонке, в седьмой даны значения потенциала загрязнения Φ (в куб. км). Следует отметить, что максимальные способности атмосферы рассеивать примесь наблюдаются при умеренной и слабой неустойчивости.

Формула (24), совместно с данными табл. 1, позволяет оперировать показателем ПЗА, как со случайной величиной, пространственно-временные изменения которой могут изучаться различными математическими методами. Простота расчета Φ будет способствовать прогнозированию погодных условий определяющих характер поведения поллютанта в различных метеорологических ситуациях, а также оценивать потенциал загрязнения атмосферы различных территорий по их климатическим характеристикам.

Таблица 1– Горизонтальный масштаб рассеяния, скорость ветра и фактора разбавления примеси характерные для различных классов устойчивости по «GS» (июль, Киев)

Тип стратификации	Класс	$\sigma_y(x)$, м	$\bar{U}_z(GS)$ м/с	$\bar{H}_m(GS)$ м	Φ , (куб.км)
1	2	4	5	6	7
Сильная неустойчивость	1	368	1,5	2000	3,3
Умерен. неустойчивость	2	354	2,0	1800	3,8
Слабая неустойчивость	3	376	3,0	1200	4,0
Безразличное состояние	4	356	4,0	600	3,4
Слабая устойчивость	5	176	2,5	300	0,53
Умерен. устойчивость	6	82	1,5	100	0,074
Сильная устойчивость	7	42	1,0	50	0,006

Выводы. Таким образом, на основе гауссовских стационарных моделей диффузии с помощью преобразованного фактора разбавления построена модель метеорологического потенциала загрязнения атмосферы. Предлагаемая формула для расчета ПЗА может быть положена в основу систематического подхода к проблеме метеорологического обеспечения охраны атмосферного воздуха от загрязнения и использована для всестороннего изучения климатических и метеорологических условий, приводящих к опасным уровням загрязнения атмосферы.

Следует сказать также, что в Украине в настоящее время с целью нормирования выбросов вредных веществ в атмосферу и моделирования процессов рассеивания вредных веществ в атмосфере используется методика «ОНД-86», разработанная ГГО им.А.И.Воейкова еще 1986г. Данная методология реализует те же базовые принципы моделирования рассеивания примесей в атмосфере, что и гауссовские модели. Однако «ОНД-86», не позволяет учесть целый ряд факторов, возникающих в процессе рассеивания выбросов вредных веществ в атмосфере. Кроме того, использование этой методики создает сложности создания единых подходов в рамках европейских и мировых стандартов.

По итогам предварительного анализа, очевидно, что одной из основных, но не единственных проблем, которые необходимо решить в рамках подготовки к промышленному использованию гауссовских моделей на Украине является обеспечение их требуемым набором метеорологических данных, что и осуществляется публикаций настоящей и будущих статей по этой тематике.

Список литературы

1. Безуглая Э. Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов.–Л.: Гидрометеиздат, 1980.–184 с.
2. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат. 1985.– 272 с.
3. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений.//Метеорология, климатология и гидрология, 2002.,–вып.46.-с.83-89
4. Клепикова Н.В., Троянова Н.И., Фрейдмунд Г.Н. Использование гауссовых моделей в условиях слабого ветра и штилей //Тр. Института экспериментальной метеорологии, вып.23(165), 2002. с.65-81
5. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Применение вероятностного подхода к оценке экологической опасности высокого уровня загрязнений атмосферы. //Украинский гидрометеорологический журнал №1, 2006, Одесса. ТЕС, с.14-23
6. Степаненко С.Н., Гончаренко Н.И. Расчет потенциала загрязнения атмосферного воздуха применительно к условиям Украины: Сборник трудов симпозиума «Межрегиональные проблемы экологической безопасности».– Сумы, 2003.–с.430-433
7. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.И., Попович П.П. Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха // Метеорология, климатология и гидрология, 2006.–вып.49.–с.27-39
8. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (определения, формулы, теоремы).–Наука, М., 1973
9. User's Guide for the Industrial Source Complex (ISC3). Dispersion Models, Volume II - Description of Model Algorithms. EPA-454/B-95-003b. U.S. Environmental Protection Agency, 1995. Research Triangle Park.
10. D. Zavodsky, I. Kiss, J. Macoun, J. Stedman / Air pollution modelling in phare countries, Annex V, Status Report, 1999
11. Arya S.P. Modeling and parameterization of near-source diffusion in weak wind / – J. App. Meteor., 1995, v.34, p.1112-1122

Метеорологічний чинник розбавлення домішки як показник потенціалу забруднення атмосфери. Степаненко С. М., Волошин В. Г., Гончаренко Н. М.

На основі гаусових моделей розсіяння домішок була побудована модель метеорологічного потенціалу забруднення атмосфери за допомогою перетворення чинника розбавлення домішки. Модель придатна для практичних розрахунків метеорологічного потенціалу з цілей охорони атмосферного повітря від забруднення. Модель може бути використаний як база для усестороннього вивчення кліматичних і метеорологічних умов ведучих до небезпечних рівнів забруднення атмосфери. Застосування довгочасних кліматичних даних дозволить досліджувати потенціал забруднення атмосфери в різних географічних зонах.

Ключові слова: *якість повітря, поллютант, дифузія, дисперсія, перенесення домішки, показник стійкості, чинник розбавлення, потенціал забруднення атмосфери, метеорологічні умови, екологічний ризик.*

The meteorological factor to dilute pollution as the parameter of potential of pollution of the atmosphere. S.Stepanenko, V.Voloshin, N.Goncharenko

On the basis of the steadystate Gaussian dispersion model is created the model of meteorological potential of pollution of an atmosphere with the help of transformation of the factor is constructed to dilute pollution. The model is suitable for practical calculations of meteorological potential with the purpose of protection of atmospheric air from pollution. The model can be used as base for all-round studying climatic and meteorological conditions. Which conduct to dangerous levels of pollution of an atmosphere. Use of the long-term climatic data will allow to investigate potential of pollution of an atmosphere in various geographical zones.

Key words: *quality of air, pollution, diffusion, a dispersion, carry of an impurity, a parameter of stability, the factor to dilute pollution, potential pollution of an atmosphere, meteorological conditions, ecological risk.*

УДК 632.118.3

Е.Л. Жигайло, к. геогр. н.

Одесский государственный экологический университет

МЕТОД АГРОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКЦИИ

*Описан метод математического моделирования формирования активности радионуклида в системе "вода – почва – растение – продукт". На примере агрофитоценоза подсолнечника (*Heliantus annuus L.*) получена количественная оценка загрязнения ^{137}Cs его общей биомассы, семян и продуктов их переработки на юге Украины.*

Ключевые слова: математическая модель, радионуклиды и активность радиоцезия, орошение, почва, растение и продукт.

Вступление. Речная система Днепра с 1986г. служит транспортом для радионуклидов от загрязненных водосборных территорий Белоруссии и севера Украины до Черного моря. К 2000 г. около 80% стронция-90 и 20% цезия-137, которые выносятся Припятью в водохранилища Днепроовского каскада, поставлялись из Зоны отчуждения ЧАЭС. Миграция радионуклидов аварийного выброса Чернобыльской АЭС с загрязненной водосборной территории в реки Днепроовского бассейна обуславливает актуальность оценки радиационной ситуации на землях, орошаемых водой реки Днепр. Всего в Украине водами Днепроовского каскада орошается около 1,4 млн. га земель, в южных областях – около 1,3 млн. га [1].

В этих условиях наличие долгоживущих радионуклидов *Sr* и *Cs* в поливной воде приводит к загрязнению, как почвы орошаемых угодий, так и урожая сельскохозяйственных культур, а также продуктов их переработки. Следует отметить, что в радиоактивных выпадениях на территории Украины преобладает цезий-137.

При промышленной переработке первичной биологической продукции получают продукты, которые практически ежедневно входят в рацион человека.

Наблюдаемое в настоящее время общее ухудшение экологической ситуации в Украине, неблагоприятная медицинская обстановка, вынуждают наиболее серьезно отнестись к производству высококачественных продуктов питания.

Проблеме радионуклидов в агроэкосистемах уделено повышенное внимание специалистов разного рода деятельности. Так [2] описываются общие закономерности загрязнения продукции растениеводства радионуклидами чернобыльских выпадений, в [3] рассматривается проблема загрязнения радиоцезием почв и фитомассы злаковых зерновых культур, выращиваемых в условиях Полесья. В [4] анализируются результаты полевых исследований радиационной обстановки на различных почвенных разностях для зерновых культур и многолетних трав. Многопланово освещается вопрос загрязнения агроэкосистем радионуклидами в [5].

Цель настоящей работы - моделирование формирования активности радиоцезия в первичной биологической продукции за счет непосредственного поступления радионуклидов через листья, за счет корневого поступления, а также концентрации активности радионуклида в продуктах переработки.

К задачам данной работы следует отнести проведение численных экспериментов по оценке распределения активности *Cs-137* в общей массе растений подсолнечника по фазам вегетации, удельной активности радиоцезия в фитомассе, семенах и масле в

разреze административных районов Запорожской области в условиях орошения водами Каховского водохранилища.

Материалы и методы исследования. Исследования выполнялись на основе агроклиматических данных и данных обследований радиоактивного загрязнения территории Украины с помощью динамической модели ECOSYS.

Моделирование переноса радионуклидов в сельскохозяйственных экосистемах выполнялось на основе модифицированной математической модели ECOSYS, предложенной Muller и Prohl [6], разработанной для оценки загрязнения сельскохозяйственных продуктов в условиях использования радиоактивно загрязненных источников воды для поливного земледелия.

Накопление радионуклидов в растениях на орошаемых землях происходит вследствие корневого поступления радионуклидов, которые находятся в почве вследствие первичных выпадений чернобыльского и дочернобыльского происхождения радионуклидов, которые привносятся в почву при поливе загрязненной водой, а также при непосредственном поступлении радионуклидов из поливной воды в листья.

Расчет активности, удерживаемой наземной частью растений при поливе. Суммарная активность, которая удерживается наземной частью растений при поливе, может быть представлена как

$$A_i = f_{w,i} A_w, \quad (1)$$

где A_i - суммарная удельная активность на растении вида i ;

$f_{w,i}$ - фракция удержания для растения вида i ;

A_w - удельная поверхностная активность внесенная при поливе.

Часть удерживаемых растением радионуклидов определяется как

$$f_{w,i} = \frac{LAI}{R} \left[1 - \exp\left(\frac{-\ln 2}{3 \cdot S_i} \cdot R\right) \right], \quad (2)$$

где S_i - эффективное удержание воды для растения вида i ;

LAI_i - поверхность листовой части растений, которая приходится на единицу площади их роста;

R - удельный объем полива на единицу площади листовой поверхности.

Зависимость LAI от урожайности определяется функцией

$$LAI_g = LAI_{g,max} [1 - \exp(-k Y_g)], \quad (3)$$

где LAI_g - поверхность наземной части биомассы растений, приходящаяся на единицу площади ее выращивания;

$LAI_{g,max}$ - максимальное значение LAI равно 7;

k - коэффициент нормирования;

Y_g - урожайность биомассы растений в момент полива.

Активность радионуклидов в растении формируется за счет непосредственного поступления радионуклидов через листья, а также за счет корневого поступления

$$C_i(t) = C_{i,l}(t) + C_{i,r}(t), \quad (4)$$

где $C_i(t)$ - общая активность в растении вида i ;

$C_{i,l}(t)$ - активность в растении вида i от поступления через листья;

$C_{i,r}(t)$ - активность в растении вида i от корневого поступления.

Поступление радионуклидов через листья. Концентрация активности в растениях $C_{i,l}(t)$ в момент t после полива определяется начальной выражением

$$C_{i,l}(\Delta t) = \frac{A_i}{Y_i} \exp[-(\lambda_w + \lambda_r)\Delta t], \quad (5)$$

где $C_{i,l}(\Delta t)$ - концентрация активности в растении вида i в период сбора урожая;
 A_i - общая удельная активность на растении вида i , что зависит от LAI данного растения в момент полива;

Y_i - урожайность растения вида i в период сбора урожая;

λ_w - скорость потери активности за счет влияния погодных факторов;

λ_r - константа радиоактивного распада;

Δt - время, которое прошло с момента полива до сбора урожая.

Концентрация радионуклида в растениях вида i , собранных через Δt дней после полива определяется следующей формулой

$$C_{i,l}(\Delta t) = \frac{A_i}{Y_i} T_i(\Delta t) \exp(-\lambda_r \Delta t), \quad (6)$$

где $T_i(\Delta t)$ - коэффициент перехода для растения вида i ;

Y_i - урожайность съедобной части растения вида i .

Корневое поступление радионуклидов. Концентрация радионуклида в растениях, которая поступила корневым путем, рассчитывается по формуле

$$C_{i,r}(t) = [TF_i C_s(t)] A_{xim} (1 - F_{ud}/F_{izv}), \quad (7)$$

где $C_{i,r}(t)$ - концентрация радионуклида в растении вида i от корневого поступления в момент t после полива;

TF_i - коэффициент накопления в системе почва – растение для растения вида i ;

$C_s(t)$ - концентрация радионуклида в прикорневой области почвы в момент t ;

A_{xim} - обобщенная функция влияния агрохимических свойств почвы на накопление корнями радионуклидов;

F_{ud} - функция влияния внесения калийных удобрений на накопление радионуклидов корнями растений;

F_{izv} - функция влияния внесения извести на корневое накопление радионуклидов.

Обобщенная функция влияния агрохимических свойств почвы на накопление корнями радионуклидов находится по выражению

$$A_{xim} = (F_{pH} F_{gum} F_{KO})^{0,333}, \quad (8)$$

где F_{pH} - функция влияния pH солевой вытяжки на накопление корнями радионуклидов;

F_{gum} - функция влияния содержания гумуса в почве (G) на накопление корнями радионуклидов;

F_{KO} - функция влияния содержания подвижного калия (K) в почве на накопление корнями радионуклидов.

Концентрация в прикорневом слое почвы рассчитывается по формуле

$$C_s(t) = \frac{A_s}{L\delta} \exp[-(\lambda_s + \lambda_f + \lambda_r)t] , \quad (9)$$

где A_s - общая удельная активность на почве;

L - глубина прикорневого слоя;

δ - плотность почвы;

λ_s - скорость уменьшения активности через перемещение за границы прикорневого слоя;

λ_f - скорость фиксации радионуклидов в почве.

Влияние обработки с.-х. продукции на содержание радионуклидов в продуктах питания, готовых к употреблению. Концентрацию активности в продукте переработки k получают из концентрации активности в сыром продукте по выражению

$$C_k(t) = C_{k0}(t-t_{pk})P_k , \quad (10)$$

где $C_k(t)$ - концентрация активности в готовом к употреблению продукте k в момент t ;

$C_{k0}(t)$ - концентрация активности в сыром продукте в момент t ;

P_k - коэффициент изменения активности при приготовлении продукта k .

Результаты исследования и их анализ. С помощью математической модели был проведен численный эксперимент накопления активности $Cs-137$ в общей биомассе культуры подсолнечник (*Heliantus annus*) и в хозяйственной ее части (семенах) на орошаемых землях Запорожской области. Качественные характеристики почвы: тип почвы - чернозем обыкновенный; кислотность - близка к нейтральной (рН – 6,5 – 7,0); содержание гумуса - в пределах 6%; содержание обменного калия – 17,0 мг/100г почвы; удельная активность $Cs-137$ в почве менялась в зависимости от административного района области (табл. 1)

Таблица 1 – Уровень радиоактивного загрязнения $Cs-137$ сельскохозяйственных угодий* Запорожской области

№ адм. района	Административный район	Плотность загрязнения, Кюри/км ²		
		1981-1985 гг.	1986 г.	2001 г.
7.	Васильевский	0,03	0,07	0,05
13.	Веселовский	0,04	0,07	0,04
2.	Вольнянский	0,04	0,12	0,03
1.	Запорожский	0,03	0,06	0,03
6.	Каменко- Днепроовский	0,03	0,04	0,03
4.	Ореховский	0,03	0,04	0,04

* Сельскохозяйственные угодья, орошаемые водами Каховского водохранилища

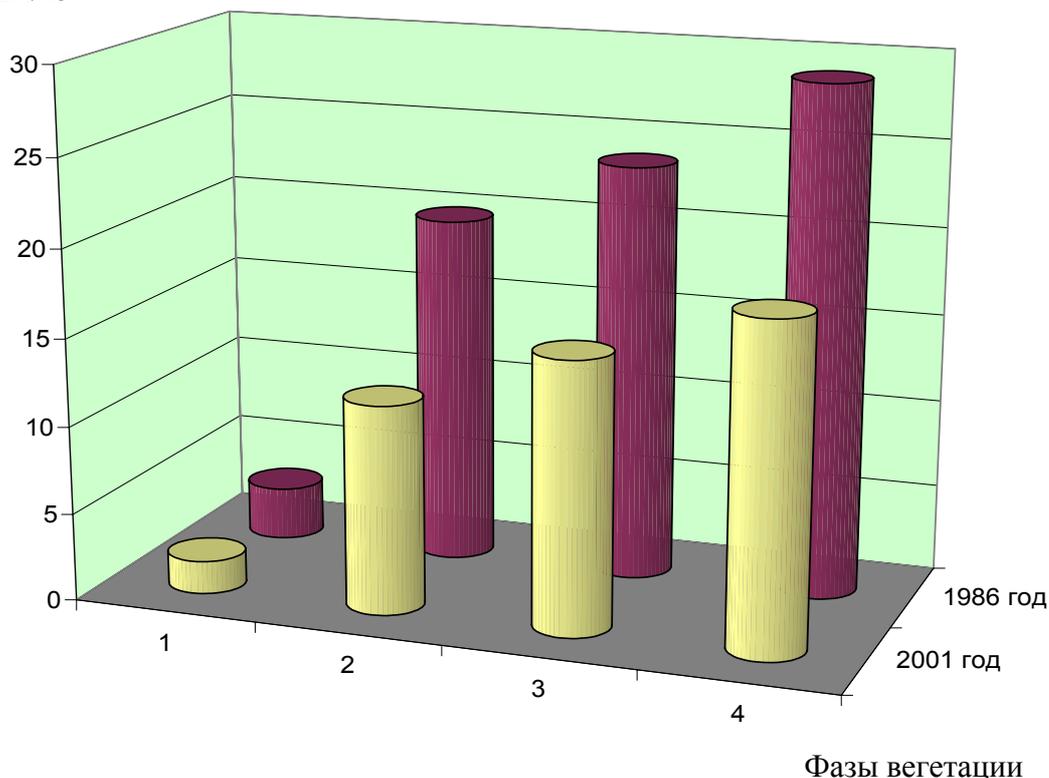
Рассматривались радиоактивные условия, сложившиеся в 1986г. и через пятнадцать лет после аварии.

В численных экспериментах учитывалось, что сельскохозяйственные угодья Запорожской области орошаются водами Каховского водохранилища. Концентрация

радионуклида $Cs-137$ в орошаемой воде в 1986 г. составляет 0,17 Бк/л, в 2001г. – 0,10 Бк/л.

С помощью динамической модели ECOSYS были получены данные по удельной активности $Cs-137$ в общей биомассе культуры по фазам развития на черноземах обыкновенных в 1986 и 2001 гг. (рис.1).

Активность
 $Cs-137$, Бк/кг



Фазы: 1 – всходы; 2 – образование соцветий; 3 - цветение; 4 – созревание.

Рисунок 1 - Распределение активности $Cs-137$ в общей массе растений подсолнечника по фазам вегетации. Запорожская область. Вольнянский район.

Из рисунка видно, что удельная активность радиоцезия имеет свойство накапливаться. Так в период всходов подсолнечника в 1986г. концентрация $Cs-137$ составляла 3,01 Бк/кг, в 2001 г. - 1,89 Бк/кг, в период образования соцветий удельная активность $Cs-137$ в фитомассе подсолнечника увеличивается почти в 4 раза по сравнению с периодом всходов как в 1986г., так и в 2001г. К концу вегетации подсолнечника содержание радиоцезия в общей биомассе растений достигает 28,96 Бк/кг и 18,58 Бк/кг, соответственно. Следует отметить, что в год аварии активность радиоцезия была выше, чем в 2001г.

В общей биомассе и в семенах подсолнечника накапливается различное количество радионуклида $Cs-137$ (табл.2). В фазу образования соцветий в общей биомассе активность радионуклида $Cs-137$ составила в 1986г. 19,89 Бк/кг, в семенах – 11,4 Бк/кг. В фазу созревания - в общей массе 28,96 Бк/кг, в семенах – 22,42 Бк/кг. В 2001г. удельная активность, как в общей биомассе, так и в зерне, снизилась почти в 2 раза. Удельная активность в семенах, лишь на 4,37 Бк/кг меньше, чем в общей массе подсолнечника.

Таблица 2 – Удельная активность $Cs-137$ в общей массе подсолнечника (*Heliantus annuus*) и в его семенах. Запорожская обл. Вольнянский район

Фаза развития	Удельная активность цезия-137 , Бк/кг	
	Общая масса	Семена
<i>1986 год</i>		
Всходы	3,01	-
Образование соцветий	19,89	11,4
Цветение	23,71	14,07
Полная спелость	28,96	22,42
<i>2001 год</i>		
Всходы	1,89	-
Образование соцветий	11,92	6,69
Цветение	15,44	9,30
Полная спелость	18,58	14,21

Аналогичные расчеты выполнены для каждого из административных районов Запорожской области за 1986 и 2001 годы, сельскохозяйственные угодья которых орошаются водами Каховского водохранилища. Эти результаты приведены в табл. 3.

Таблица 3 – Удельная активность $Cs-137$ в растениях подсолнечника (*Heliantus annuus*) и продуктах его переработки. Запорожская область

№ района	Административный район	Удельная активность радионуклидов, Бк/кг		
		Общая масса	Семена	Масло
<i>1986 год</i>				
7	Васильевский	28,79	22,38	4,46
13	Веселовский	28,79	22,38	4,46
2	Вольнянский	28,96	22,42	4,46
1	Запорожский	28,76	22,38	4,46
6	Каменко-Днепровский	28,70	22,36	4,45
4	Ореховский	28,70	22,36	4,45
<i>2001 год</i>				
7	Васильевский	18,64	14,22	2,83
13	Веселовский	18,61	14,21	2,83
2	Вольнянский	18,88	14,20	2,83
1	Запорожский	18,58	14,20	2,83
6	Каменко-Днепровский	18,58	14,20	2,83
4	Ореховский	18,61	14,21	2,83

Из табл. 3 видно, что по районам удельная активность радиоцезия в общей биомассе и в семенах культуры практически не изменялась. Значительное снижение произошло спустя пятнадцать лет после аварии на Чернобыльской АЭС. Такие изменения наблюдаются за счет снижения активности радиоцезия в орошаемых водах.

Семена подсолнечника ценятся за содержание в них жирного масла. Семена современных районированных высокомасличных сортов содержат 50-52% жира. Среди факторов, определяющих качество масла подсолнечника, важное значение имеет удельная активность $Cs-137$ в нем.

С помощью динамической модели ECOSYS проводился численный эксперимент накопления радионуклида $Cs-137$ в продуктах переработки подсолнечника - масле. Данные о содержании $Cs-137$ в конечных продуктах переработки подсолнечника представлены в таблице 3. Учитывалось, что коэффициент изменения активности радиоцезия при обработке для масла составляет 0,2.

Полученные результаты расчетов показали, что в семенах подсолнечника концентрация активности $Cs-137$ в 1986 г. составляет 22,42 Бк/кг, в 2001 г. 14,2 Бк/кг. При технологической переработке семян подсолнечника в масло концентрация радионуклидов снижается, в год аварии она составляет 4,46 Бк/кг, спустя пять лет после аварии 2,83 Бк/кг.

Процентное соотношение удельной активности $Cs-137$ в продукции подсолнечника (рис.2) распределилось следующим образом: семена – 40 %; масло- 8 %.

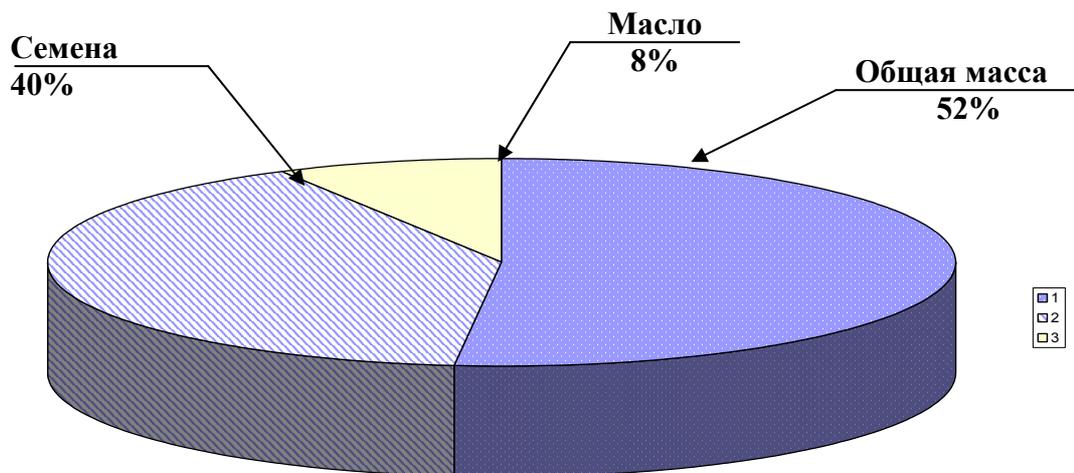


Рисунок 2 - Распределение удельной активности $Cs-137$ в продукции подсолнечника (*Heliantus annuus*). Запорожская область. Вольнянский район.

Выводы. При изучении условий загрязнения первичной биологической продукции (общей биомассы, семян и масла подсолнечника) радионуклидами $Cs-137$ можно сделать вывод, что значения удельной активности радионуклида в семенах и масле на порядок ниже величин ВДУ (временно допустимого уровня). Полученные результаты подтверждают, что пищевые продукты – семечка и масло являются практически «чистыми» и могут без ограничения использоваться в питании.

Изложенная методика агроекологічної оцінки радіоактивного забруднення первинної біологічної продукції може бути використана і для інших агрофітоценозів.

Список літератури

1. *Войцехович О.В., Шестопалов В.М., Скальський А.С., Канивець В.В.* Мониторинг радіоактивного забруднення поверхневих і підземних вод після Чорнобильської аварії. К.: УкрНИГМИ, 2001. – 147 с.
2. *Бондарь П.Ф., Лоцилов Н.А., Дутов А.И. и др.* Общие закономірності забруднення продукції рослинництва на території підвергшійся радіоактивному забрудненню в результаті аварії на ЧАЭС// Пробл. с.-х. радіології. – 1991. – Вып. 1 – с. 88-105.
3. *Коткова Т.М.* Вплив механічного складу та вмісту гумусу у дерново-підзолистих ґрунтах на рухливість радіоцезію в ланці ґрунт – фітомаса злакових зернових культур. // Вісник Державної агроекологічної академії України. – Збірник наукових праць. 2001. №1 с.47 – 49.
4. *Проблемы сельскохозяйственной радиологии.* / под ред. Н.А. Лоцилова. Киев: Укр. НИИСХР, - 1993. - Вып. 3,- 247 с.
5. *Проблемы сельскохозяйственной радиологии.* / под ред. Б.С. Пристера. Киев: Укр. НИИСХР, - 1996 - Вып. 4, - 240 с.
6. *Сафранов Т.А., Польовий А.М., Коніков Є.Г. и др.* Антропогенне забруднення геологічного середовища та ґрунтового-рослинного покриву. – Одеса: “ТЭС”, 2003.– 260с.

Метод агроекологічної оцінки радіоактивного забруднення первинної біологічної продукції.

Жигайло О.Л.

*Описаний метод математичного моделювання формування активності радіонукліда в системі "вода – ґрунт – рослина – продукт". На прикладі агрофітоценозу соняшнику (*Heliantus annus L.*) виконана кількісна оцінка забруднення ¹³⁷Cs його загальної біомаси, насіння та продукту його переробки на півдні України.*

Ключові слова: математична модель, радіонукліди й активність радіоцезію, зрошення, ґрунт, рослина й продукт.

Method of agroecological estimation of primary biological production radioactive contamination.

Zhigailo E.

*Method of mathematical modeling of radionuclide activity forming in the system "water – soil – plant - product" was described. Contamination quantitative assessment of total biomass, seeds and products of their processing on the South of Ukraine was received on the example of sunflower (*Heliantus annus L.*) agrophytocenosis.*

Keywords: mathematical model, radioactive nuclides and activity of radioactive caesium, irrigation, soil, plant and product.

УДК 551.521 + 520.6.05

А.А. Кривобок, к.г.н.

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Киев

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТОКОВ ОТРАЖЕННОЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРА AVHRR СПУТНИКА NOAA

Проведено сравнение различных методов определения потоков отраженной солнечной коротковолновой радиации на верхней границе атмосферы по данным AVHRR спутника NOAA. Показано, что наиболее точным является метод Нисек and Jacobowitz. Относительная ошибка восстановления потоков на верхней границе атмосферы как правило не превышает 0.12 и только в отдельных географических зонах она составляет 0.16.

Ключевые слова: коротковолновая радиация, AVHRR, спутники NOAA

1. Введение

Современные спутниковые системы позволяют восстанавливать параметры радиационного баланса Земли (РБЗ) на верхней границе атмосферы (ВГА) с достаточно высоким как пространственным, так и временным разрешением. В связи с этим совершенствование методов определения параметров РБЗ является одной из ключевых задач в процессе обработки и практического использования спутниковых данных в исследовании климата.

В данной работе анализируются методы определения одной из компонент РБЗ отраженного коротковолнового потока солнечной радиации (ОКПСР) на ВГА по данным полярноорбитальных метеорологических спутников NOAA. Как правило, измерения с этих спутников используются для определения ОКПСР в приполярных районах, для территории Европы – это севернее 60° с.ш., потому что данные с геостационарных спутников имеют над этими районами очень большие искажения и не пригодны для получения количественных характеристик состояния атмосферы. Сама процедура определения ОКПСР по спутниковым данным состоит из следующих шагов:

- радиометрической калибровки данных;
- специальной коррекции данных (придерживаясь общепринятых определений, будем называть ее NTB коррекция – narrow to broadband correction). Это связано с тем, что измерения производятся узкополосным радиометром AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), установленным на борту спутника NOAA, и для получения характеристик отраженного потока на ВГА необходимо перейти от узкополосных измерений к широкополосным путем проведения соответствующей коррекции;
- коррекции с использованием так называемых угловых моделей [1], позволяющих учитывать анизотропию измерений над различными типами поверхности в зависимости от угла зондирования.

Данная работа исследует точность определения ОКПСР на ВГА в зависимости от выбора модели NTB коррекции. В предыдущей работе автора [2] были проанализированы основные факторы (геометрия и время наблюдений, тип подстилающей поверхности, календарное время проведения измерений) влияющие на точность определения ОКПСР по данным NOAA, рассчитанные с помощью различных методов NTB коррекции. Здесь же

будет продолжено тестирование этих методов в зависимости от географических зон и рассмотрена возможность использования их для локальных географических районов. В этой работе в качестве непосредственных измерений ОКПСР на ВГА использовались данные, полученные сканирующим радиометром радиационного баланса (СРРБ), который был установлен на борту российского спутника "Метеор-3".

В настоящее время для расчета ОКПСР на ВГА по узкополосным спутниковым измерениям используются каналы, расположенные в видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Предыдущие исследования показали, что существует линейное соотношение между измерениями в одном или нескольких каналах (в видимом и/или ближнем инфракрасном спектрах) и в одном широкополосном канале (0.2 - 4.0 мкм) по всему солнечному спектру. Переходя к характеристикам отражения (альbedo или коэффициентам отражения) такое соотношение может быть представлено в следующем виде

$$R_b = a + \sum_{i=1}^N b_i R_i, \quad (1)$$

где R_b коэффициент отражения в широкополосном канале;

R_i – коэффициенты отражения в каналах измерений (нормализованные на высоту Солнца с учетом изменяющегося расстояния от Земли до Солнца);

N – количество каналов;

a, b_i - эмпирические коэффициенты, зависящие от канала измерений.

Для радиометров AVHRR, установленных на спутниках NOAA, данное соотношение выглядит следующим образом

$$R_b = a + b_1 R_1 + b_2 R_2, \quad (2)$$

где R_1, R_2, b_1, b_2 – коэффициенты отражения и эмпирические коэффициенты, соответственно, в каналах 0.58-0.68 мкм и 0.70-1.10 мкм радиометра AVHRR.

Такие соотношения были получены на основании сравнения данных AVHRR с измерениями в канале 0.2 – 4.0 мкм радиометра ERBE (Earth Radiation Budget Experiment), установленного на спутнике Nimbus [3,4].

Другое соотношение, учитывающее только данные одного видимого канала [5], выглядит следующим образом

$$R_b = a + b_1 R_1, \quad (3)$$

2. Обзор различных методов NTB коррекции для оценки ОКПСР на ВГА

Для проведения сравнения нами были выбраны из литературных источников четыре метода NTB коррекции для оценки ОКПСР на ВГА. Ниже приводится их краткое описание.

2.1 Wydick et al. [6]

Данный метод используется как оперативный в NOAA/NESDIS для расчета параметров радиационного баланса. Он основан на сравнении данных радиометров AVHRR и ERBE установленных соответственно на спутниках NOAA-7 и NIMBUS-7. Восстановление

ОКПСР на ВГА основано на использовании двух каналов AVHRR. Коэффициенты, используемые в данном методе не зависят от типа подстилающей поверхности и облачности.

2.2 Hucek and Jacobowitz [4]

В этом методе коэффициенты регрессии определялись на основе сравнения данных радиометров AVHRR и ERBE (Earth Radiation Budget Experiment), установленных на спутнике NOAA-9, в зависимости от типа поверхности (снег, морская поверхность, суша, пустыня) и количества облачности (безоблачно, малооблачно, преимущественно облачно и облачно). В этом методе использованы два канала AVHRR.

2.3 Li and Leighton [3]

Этот метод был разработан на основе сравнения данных AVHRR и ERBE, как и в предыдущем случае, но количество данных ограничилось 4 днями июля 1985 года и территорией севернее 60°N. Коэффициенты регрессии определялись только в зависимости от типа подстилающей поверхности (вода, суша, снег и облака) по двум каналам AVHRR.

2.4 Hollmann [5]

В последнем методе, который рассматривался в данной работе, использовались коэффициенты регрессии, полученные путем сравнения данных видимого канала AVHRR и СРРБ. Общая схема определения ОКПСР на ВГА состояла из двух шагов – на первом использовалось линейное соотношение, по которому по данным видимого канала AVHRR определяется значение в видимом канале СРРБ, а на втором - для найденного значения находилось соответствующее значение в канале 0.2- 4.0 мкм СРРБ в зависимости от высоты Солнца, количества облачности и типа подстилающей поверхности.

3. Описание данных

3.1 Данные AVHRR

В данной работе были использованы данные радиометра AVHRR спутника NOAA-11. Данный радиометр имеет 5 каналов, два из которых расположены в видимой (0.58 - 0.68 мкм) и ближней инфракрасной (0.70 - 1.10 мкм) областях спектра. Измерения данного радиометра производятся с пространственным разрешением $1.1 \times 1.1 \text{ км}^2$. Последующая обработка этих данных заключалась в их калибровке [2] и в отнесении каждого пикселя изображения к следующим категориям подстилающей поверхности с учетом количества облачности (безоблачная, малооблачная, преобладающе облачная и полностью облачная): снежная, водная поверхности, суша и пустыня [2]. Затем для каждого пикселя было рассчитано значение R_b по каждому из вышеперечисленных методов NTB коррекции с учетом угловых моделей [1]. Для получения значений ОКПСР на ВГА (F_{sw}) мы использовали следующее соотношение

$$F_{sw} = R_b S_{const}, \quad (4)$$

где S_{const} - солнечная постоянная [7].

3.2 Данные СРРБ

Данные ОКПСР были измерены сканирующим радиометром радиационного баланса, который базировался на российском спутнике "Метеор-3" с февраля 1994 г. по март 1995г.

СРРБ представляет собой 4-канальный радиометр, сканирующий поперек траектории полета с пространственным разрешением (в надире) $60 \times 60 \text{ км}^2$ с высоты 1250 км (высота орбиты КА "Метеор-3"). Сектор сканирования составляет 100° , что обеспечивает полосу обзора около 3000 км. Радиометр имеет несколько каналов, в том числе один в видимой области (0.5 - 0.7 мкм), а другой широкополосный (0.2 – 4.0 мкм). Ошибка измерений ОКПСР составляет менее 1% [8].

4. Сравнение различных методов NTВ коррекции

Для того, чтобы произвести сравнение различных схем коррекции восстановления ОКПСР по узкополосным измерениям, были отобраны соответствующие данные, рассчитанные по значениям радиометра AVHRR (видимый и ближний инфракрасный каналы) и непосредственно измеренные СРРБ (канал 0.2 – 4.0 мкм). Учитывая, что измерения производились двумя разными спутниками, данные отбирались в соответствии с критериями, которые учитывали геометрию наблюдений, время между измерениями двух приборов, тип подстилающей поверхности, зенитный угол Солнца и календарную дату измерений (табл.1). Кроме этого, учитывался такой фактор, как однородность поля ОКПСР, полученного по данным AVHRR в пределах одного пикселя СРРБ (табл.1). Использование такого критерия объясняется тем, что в одном пикселе СРРБ находится как правило не менее 225 пикселей AVHRR – это следствие различного пространственного разрешения двух приборов – что приводит к тому, что в зоне видимости одного пикселя могут оказаться разные по своим радиационным свойствам типы подстилающей поверхности. Для того чтобы не учитывать их в дальнейшем анализе вводится этот критерий. При расчете среднего значения ОКПСР в пределах пикселя СРРБ учитывалась так называемая весовая функция точки (ВФТ), которая описывает вклад каждого измерения AVHRR [9]. Таким образом, нами было отобрано 41930 парных измерений AVHRR и СРРБ в основном над территорией Европы (рис.1).

Таблица 1 - Критерии отбора данных для тестирования различными методами

<i>Определение критерия</i>	<i>Пределы изменения критерия</i>
Угол между векторами ($\Delta\theta$), определяющими положение в пространстве AVHRR и СРРБ	$-90^\circ < \Delta\theta < 90^\circ$
Время (Δt) между соответствующими измерениями AVHRR и СРРБ	$-30 < \Delta t < 30 \text{ min}$
Однородность поля отраженной солнечной радиации (var), которое определяется как отношение стандартного отклонения к среднему значению	$0 < \text{var} < 1$
Тип подстилающей поверхности (type)	$0 < \text{type} \leq 12$
Зенитный угол Солнца (sza)	$0 < \text{sza} < 60$
Календарное время проведения измерений	Май – Август

Для расчета статистических зависимостей между измеренными значениями ОКПСР по данным СРРБ и рассчитанными по AVHRR были использованы следующие характеристики:

средняя разность M_DIFF

$$M_DIFF = \frac{\sum(F_o - F_c)}{N} \quad (5)$$

стандартное отклонение σ :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(F_o - F_c)^2}{N}} \quad (6)$$

относительная ошибка R_ER :

$$R_ER = \frac{\sum \left[\frac{|F_o - F_c|}{F_o} \right]}{N} \quad (7)$$

где F_o, F_c - измеренные и рассчитанные значения ОКПСР на ВГА.



Рисунок 1 - Географическая область (черные линии), по которой проводилось тестирование методов. Прямоугольником отмечен район, над которым проводилось тестирование над ограниченной областью.

4.1 Анализ всех измерений

По всем проведенным измерениям были рассчитаны статистические характеристики, согласно соотношениям (5) - (7). Из всех методов наиболее точные результаты определения ОКПСР на ВГА по данным AVHRR были получены методом *Husek and Jacobowitz*, причем относительная ошибка составила 0.12, тогда как по другим методам она была не менее 0.16. Анализ значений M_DIFF говорит о том, что в данном

методе отсутствует как систематическое завышение, так и занижение значений ОКПСР на ВГА. Недостаток других методов в том, что они, как правило, или систематически завышают (*Wydick, Hollmann*) или занижают (*Li & Leighton*) значения ОКПСР. С помощью одноканального метода *Hollmann* можно восстановить значения ОКПСР на ВГА с более высокой точностью, чем по методам *Li & Leighton* и *Wydick*. По мнению автора, такой результат говорит о том, что точность того или иного метода НТВ коррекции для определения ОКПСР на ВГА в большей степени зависит от учета типа подстилающей поверхности и количества облачности, чем от количества каналов в регрессионном уравнении (1).

4.2 Анализ результатов в зависимости от географических зон

Для анализа точности определения ОКПСР на ВГА в разных географических зонах были рассмотрены два метода, которые по результатам, полученным в п.4.1, дали лучшие оценки ОКПСР - *Hucek and Jacobowitz* и *Hollmann* методы. Для этих методов были получены статистические оценки восстановления ОКПСР на ВГА (табл.3) в трех географических зонах. Анализ результатов показал, что метод *Hucek and Jacobowitz* позволяет восстанавливать ОКПСР с более высокой точностью, чем *Hollmann* во всех географических регионах. Особенно это характерно для арктической зоны, где все статистические характеристики для метода *Hollmann* хуже почти в два раза чем, соответствующие для метода *Hucek and Jacobowitz*.

Кроме этого нами было рассмотрено географическое распределение относительной ошибки, полученной по этим двум методам *NTB* коррекции (рис.2). Визуальный анализ показывает, что метод *Hucek and Jacobowitz* более точно, чем метод *Hollmann* восстанавливает значения ОКПСР над западным побережьем Скандинавского полуострова, прибрежными районами Балтийского моря, северо-западным побережьем Африки. В то же время над побережьем Гренландии, районами Исландии, открытыми районами океана над севером Европы и юго-западным побережьем Европы оба метода имеют невысокую точность. По мнению автора, достаточно низкая точность методов над районами открытой водной поверхности обусловлена их сильной зависимостью от состояния атмосферы. Что касается прибрежных районов, то невысокая точность связана с несовершенством так называемых угловых моделей [1] прибрежных зон, позволяющих переходить от измерений интенсивности к значениям потока излучения, а также их сильной зависимостью от точности процедуры навигации пикселей изображений, учитывая, что единичный пиксель СРРБ имеет размер 60х60 км².

4.3 Анализ результатов над локальным географическим районом

В качестве локального географического района нами был выбран регион, расположенный на севере Европы, выделенный на рис.1 прямоугольником. Он включает ряд стран, вовлеченных в так называемый Балтийский эксперимент [10]. Анализ данных над этой территорией проводился для оценки точности восстановления ОКПСР на ВГА над различными типами подстилающей поверхности с использованием различных методов НТВ коррекции. Для проведения анализа нами были отобраны данные над сушей, морской поверхностью, прибрежной зоной, а также над участками поверхности частично, в основном и полностью покрытые облачностью. Полученные результаты подтверждают выводы, сделанные в разделах 4.1 - 4.2 данной работы о том, что метод *Hucek and Jacobowitz* позволяет восстанавливать значение ОКПСР с более высокой точности, чем другие. Все методы показали систематическое завышение рассчитанных значений по

сравнению с измеренными (табл.4–9) вне зависимости от типа подстилающей поверхности. Значения M_DIFF меняются в достаточно широких пределах от -0.9 Вм/м^2 (Hucek and Jacobowitz, табл.5) до -49.39 Вм/м^2 (Li & Leighton, табл.4). Вместе с тем над участками поверхности покрытыми облачностью наблюдается как завышение рассчитанных значений ОКПСР (табл.7–8) так и их занижение (табл.9) по сравнению с измеренными. Необходимо отметить, что значения стандартного отклонения σ не ниже чем 32.46 Вм/м^2 (Hucek and Jacobowitz, табл.7) и достигает своего максимального значения 124.81 Вм/м^2 (Li & Leighton, табл.9).

Среди наблюдаемых типов подстилающей поверхности лучшие статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА наблюдаются для суши в не зависимости от метода NTV коррекции (табл.5). Наблюдения над морской поверхностью и прибрежными районами (табл.4, 6) отличаются относительно невысокой точностью в силу причин, указанных в разделе 4.2. Эти результаты хорошо согласуются с выводами автора [2], полученными над значительно большим по размерам географическим районом.

Наблюдения над участками поверхности занятыми облачностью показывают значительную зависимость точности восстановления ОКПСР от степени покрытия облачностью (табл.7-9) методами *Wydicke u Li & Leighton*. В тоже время методы *Hucek & Jacobowitz* и *Hollmann* показывают относительную независимость точности от степени покрытия облачностью. Этот факт свидетельствует о том, что в двух последних методах коэффициенты регрессии в уравнении (1) зависят количества облачности, а в-первых двух такой зависимости нет.

Достаточно низкая точность восстановления ОКПСР на ВГА, характерная для метода *Li & Leighton*, объясняется тем, что он был основан на анализе данных четырех дней июля 1985, и не может адекватно учитывать изменения в отражательных характеристиках подстилающей поверхности и облачности в зависимости от времени года.

5. Выводы

Полученные результаты показали, что метод Hucek & Jacobowitz позволяет более точно восстанавливать ОКПСР на ВГА и может быть рекомендован как оперативный практически для всей территории Европы. Это подтверждается тем, что статистические характеристики, полученные как над значительным географическим регионом, так и над ограниченным районом, не имеют существенных отличий. Высокая точность определения значений потоков коротковолновой радиации над сушей методом Hucek & Jacobowitz говорит о возможности организации спутникового мониторинга за климатообразующими параметрами над территорией Украины с высоким пространственным разрешением.

Данная работа показала, что одноканальный метод Hollmann более точен, чем двухканальные Wydicke и Li & Leighton. Это свидетельствует о том, что для определения ОКПСР на ВГА более важен учет типа подстилающей поверхности и количества облачности, чем количество каналов в регрессионном уравнении (1).

Таблица 2 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции по результатам всех измерений.

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-37.2	73.0	0.20
<i>Li & Leighton</i>	43.1	75.6	0.21
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-1.8	48.0	0.12
<i>Hollmann</i>	-12.3	67.7	0.16

Таблица 3 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции в отдельных географических зонах.

Географическая зона	NTB коррекция	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
Арктическая (широта > 70°)	<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-3.5	55.31	0.11
	<i>Hollmann</i>	-24.6	104.4	0.18
Средние широты (70° > широта > 40°)	<i>Hucek & Jacobowitz</i>	1.9	46.7	0.09
	<i>Hollmann</i>	-10.8	59.4	0.16
Средиземноморье (широта < 40°)	<i>Hucek & Jacobowitz</i>	16.12	50.4	0.20
	<i>Hollmann</i>	-1.6	56.9	0.26

Таблица 4 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (морская поверхность).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-29.06	66.46	0.62
<i>Li & Leighton</i>	-49.39	72.93	0.61
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-28.31	50.11	0.39
<i>Hollmann</i>	-41.58	69.39	0.57

Таблица 5 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (суша).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-38.75	60.86	0.19
<i>Li & Leighton</i>	-38.71	58.28	0.22
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-0.9	40.71	0.09
<i>Hollmann</i>	-10.28	49.17	0.14

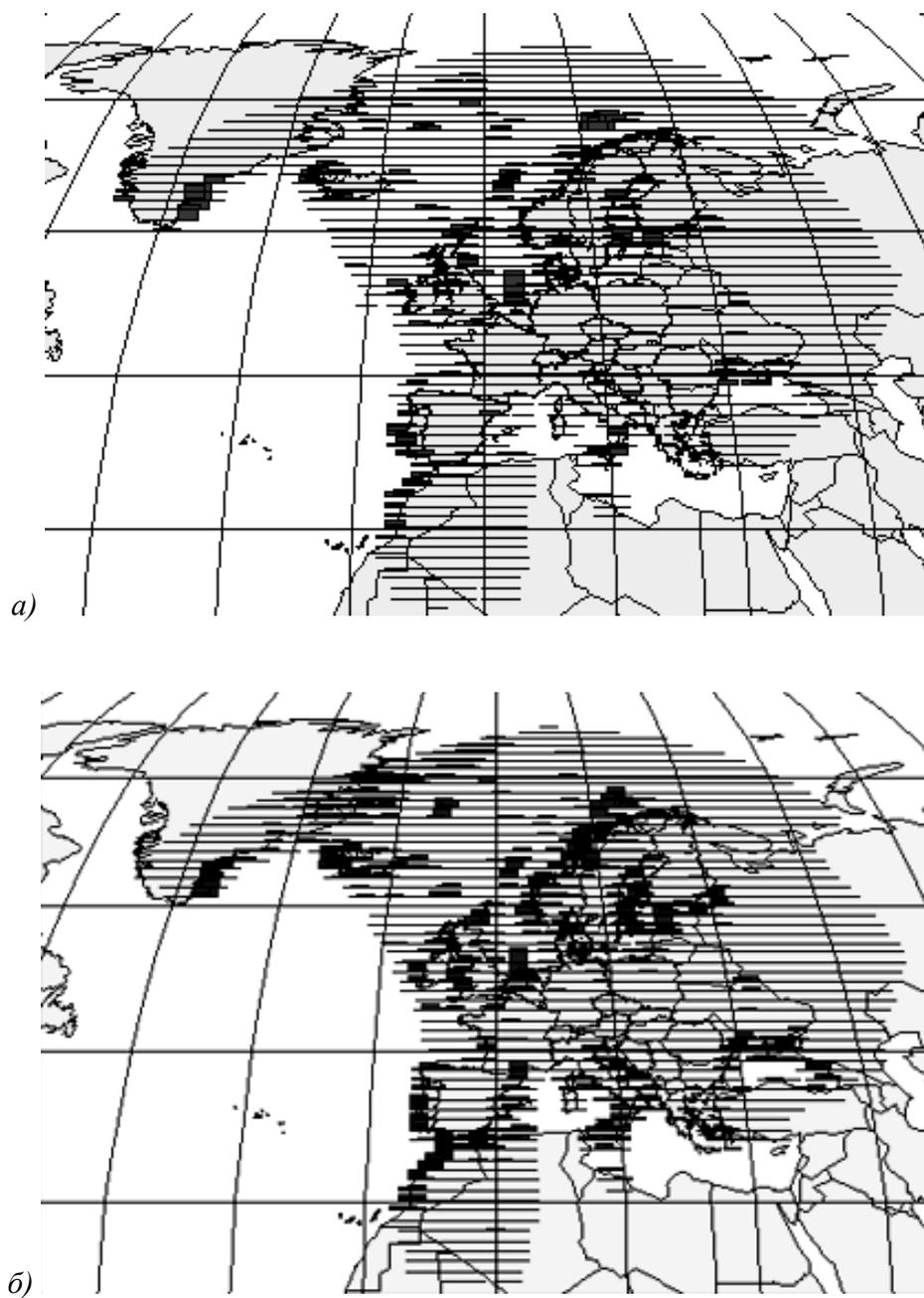


Рисунок 2 - Географическое распределение R_{ER} для методов Нусек & Jacobowitz (а) и Hollmann (б). Значения R_{ER} больше 0.2 отмечены темным цветом.

Таблица 6 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (прибрежные районы).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-23.56	50.78	0.32
<i>Li & Leighton</i>	-43.34	60.20	0.33
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-14.69	39.33	0.26
<i>Hollmann</i>	-24.46	55.14	0.34

Таблица 7 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (частичная облачность).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-32.02	49.42	0.20
<i>Li & Leighton</i>	-41.60	54.89	0.24
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	-4.44	32.46	0.11
<i>Hollmann</i>	-15.93	44.27	0.15

Таблица 8 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (преимущественно облачность).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-48.78	71.22	0.18
<i>Li & Leighton</i>	-40.41	64.92	0.17
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	1.34	47.81	0.10
<i>Hollmann</i>	-7.23	55.10	0.11

Таблица 9 - Статистические характеристики определения ОКПСР на ВГА разными методами NTB коррекции над ограниченным районом (полностью облачность).

Методы NTB коррекции	$M_DIFF, \text{Вт/м}^2$	$\sigma, \text{Вт/м}^2$	R_ER
<i>WyDick</i>	-61.52	86.89	0.17
<i>Li & Leighton</i>	111.22	124.81	0.42
<i>Hucek & Jacobowitz</i>	15.00	54.17	0.09
<i>Hollmann</i>	-2.36	60.76	0.10

Список литературы

1. Suttles, J.T., Green, R.N., Minnis P., Smith G.L., Staylor, W.F., Wielicki B.A., Walker I.J., Young D.F., Taylor, V.R. and Stowe, L.L. 1988: Reflected Radiation. Vol.1, Angular Radiation Models for Earth Atmosphere System. NASA Reference Publication 1184, 87 pp.
2. Kryvobok, O., and Hollmann, R. Estimation of TOA reflected shortwave flux from AVHRR data. Visiting Scientist Report. - GKSS-Forschungszentrum, 2003, - 29 pp.
3. Li, Z., and Leighton, H.G. Narrowband to Broadband Conversion with Spatially Autocorrelated Reflectance Measurements. J. Appl. Meteor. 1992. - **31**, p. 421- 432.
4. Hucek, R., and Jacobowitz, H. Impact of Scene Dependence on AVHRR Albedo Models. J. Atmos. Oceanic Technol. 1995. - **12**, p. 697-711.
5. Hollmann, R. Räumlich hochaufgelöste Strahlungsbilanz über Europa: Ableitung aus Satellitendaten, Validation eines regionalen Modells. Dissertation Universität Hamburg, external report GKSS 2000/24. - available from GKSS Forschungszentrum Geesthacht, 200. - 136 pp.
6. Wydick, J., Davies, P., and Gruber, A. Estimation of broadband planetary albedo from operational narrowband satellite measurements, NOAA Technical Report, NESDIS, 1987.
7. Neckel, H. and Labs, D. The solar radiation between 3300 and 12500 Å. Physics and Astronomy. – vol.90, 2, 1984, p.205-258
8. Mueller, J., Stuhlmann, R., Becker, R., Raschke, E., Rink, H., Burkert, P., Monge, J.-L., Sirou, F., Kandel, R., Tremas, T., and Pakhomov, L.A. 1997: Ground characterisation of Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) flight model 1. J. Atmos. Oceanic Technol., **14**, 802-813.
9. Sirou F., and Kandel R.S. ScaRaB characterization/documentation. Minutes of ISSWG-2 - Hamburg, March 1996.
10. Baltic Sea Experiment BALTEX – Initial Implementation Plan/ March 1995, 84 p.

Визначення потоків відображеної короткохвильової сонячної радіації на верхній межі атмосфери за даними радіометра AVHRR супутників NOAA. Кривобок О.А.

Було проведено порівняння різних методів визначення потоків відображеної короткохвильової радіації (ОКПЦР) на верхній межі атмосфери (ВГА) за даними AVHRR супутника NOAA. Показано, що найточнішим є метод Hucek and Jacobowitz. Відносна помилка відновлення ОКПЦР на ВГА як правило не перевищує 0.12 і лише в окремих географічних зонах вона складає 0.16.

Ключові слова: короткохвильова радіація, AVHRR, супутники NOAA

Estimation of shortwave reflected solar radiation fluxes on the top of atmosphere using the data of the radiometer AVHRR on NOAA satellites. Kryvobok A.A.

The testing of different methods of shortwave reflected solar radiation fluxes (RSRF) estimation on the top of atmosphere (TOA) using AVHRR data from NOAA satellites was carried out. It was shown that the Hucek and Jacobowitz method gives the best results. The relative error of RSFS estimation on TOA using this method is 0.12 and only for specific geographical zone this error is 0.16

Key words: Shortwave radiation, AVHRR, NOAA satellites

УДК 551.583.16

В.Н. Хохлов, д.геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПИСАНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЕВРОПЫ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

Описывается методика расчета совокупного индекса изменения климата, учитывающего аномальные события температуры и осадков. Метод применяется для территории Европы. Показано, что наибольшие изменения климата в 1978-2006 гг. имели место в Центральной Европе, западной и центральной частях Средиземного моря и на Пиренейском полуострове.

Ключевые слова: *изменение климата, аномалии, температура, осадки.*

Введение

По определению, изменение климата означает статистически значимую вариацию либо среднего его состояния или его изменчивости, сохраняющуюся в течение продолжительного периода времени (обычно десятилетия или более того), и которое может быть вызвано естественными внутренними процессами или внешними воздействиями, или постоянными антропогенными изменениями в составе атмосферы или землепользовании. Сам климат в узком смысле определяется, как статистическое описание с точки зрения средних значений и изменчивости соответствующих количественных показателей (в большинстве случаев, приземной температуры, осадков и т.д.) за период времени от нескольких месяцев до тысяч или миллионов лет, а в более широком смысле – как состояние климатической системы, состоящей из пяти основных компонентов: атмосферы, гидросферы, криосферы, земной поверхности и биосферы [1]. Поэтому если рассматривать климат именно в широком смысле, для описания его изменений необходимо учесть (в отдельности или вместе) большое количество параметров, некоторые из которых могут оказаться с точки зрения изменчивости более показательными, а другие – менее.

При рассмотрении изменений климата в XX веке наиболее часто используемым параметром, вследствие своей наглядности, является тренд глобальной температуры, которая за последние 100 лет выросла на $0,74 \pm 0,18$ °C, причем, вероятнее всего, большая часть этого потепления связана с антропогенным воздействием. Это потепление, в свою очередь связано с увеличением уровня моря и уменьшением площади снежного покрова в Северном полушарии [2]. С другой стороны, даже на протяжении последних 30 лет, когда темпы потепления были особенно велики, в некоторых регионах земного шара (например, Южная Атлантика, Аляска и т.д.) наблюдалось похолодание. Более того, при общем повышении температуры и на фоне увеличивающегося количества годовых осадков над Евразией в целом, над восточной частью Азии наблюдалось уменьшение осадков [1]. То есть, изменения этих двух показателей климата, в целом, не связаны между собой, что объясняется сложностью процессов протекающих в глобальной климатической системе. Все это свидетельствует не только о необходимости исследования изменений климата на региональном масштабе, но и выработки некоторого подхода, который бы позволил количественно оценить такое сложное понятие, как "изменение климата".

Именно поэтому в последние годы появились работы (см., например, [3, 4]), в

которых вводится понятие "индекса изменения климата", обобщающего, по возможности, количественные показатели климата, такие как характеристики изменчивости температуры и осадков. В настоящей работе описывается один из таких подходов и рассчитывается индекс изменения климата для Европы. Целью же исследования является выявление пространственных особенностей распределения такого комплексного показателя в целом над Европой и Украиной, в частности.

Материалы и метод исследования

Бейтиг и др. [4] представили совокупный индекс изменения климата, в котором разная климатическая информация суммируется в одну величину – возможную меру изменения климата, и применили его для определения интенсивности будущего изменения климата. Этот индекс состоит из годовых и сезонных показателей температуры и осадков. В настоящей работе оригинальный подход, развитый в их работе, адаптируется для выявления происшедших изменений климата на основе среднемесячных данных о приземной температуре и месячных сумм осадков с января 1949 по декабрь 2006 гг. Область расчета ограничена 30° и 80°с.ш. и 20°з.д. и 60°в.д.; шаг сетки по широте составляет 1,875°, а по долготе – ~1,9°.

Так как в индекс изменения климата (*CCI*) входят два показателя, то его можно представить в виде полусуммы двух индексов: первый имеет отношение к изменчивости температуры (*TI*), а второй – осадков (*PI*)

$$CCI = \frac{TI + PI}{2}. \quad (1)$$

Далее, индексы *TI* и *PI* учитывают отдельно события, которые могут иметь место в рассматриваемом периоде после получения среднегодовых и среднесезонных температур (*TI1* и *TI2*, соответственно) и годовых и сезонных сумм осадков (*PI1* и *PI2*, соответственно)

$$TI = \frac{TI1 + TI2}{2}, \quad PI = \frac{PI1 + PI2}{2}. \quad (2)$$

Наконец, каждый из индексов *TI1*, *TI2*, *PI1* и *PI2* представляется в виде:

$$\begin{aligned} TI1 &= \frac{ICY + IHY}{2}, & TI2 &= \frac{IHW + ICW + IHS + ICS}{4}, \\ PI1 &= \frac{IWY + IDY}{2}, & PI2 &= \frac{IWW + IDW + IWS + IDS}{4}. \end{aligned} \quad (3)$$

Введенные в формулу (3) обозначения будут объяснены несколько ниже.

Как можно видеть из выражений (1)-(3), вес каждого из индикаторов в отдельный индекс и группы индексов в *CCI* равняется единице. Строго говоря, такой подход не является оптимальным и задается а priori. Однако определить, какой вклад в изменение климата вносит каждый из индикаторов, вряд ли представляется возможным в настоящее время.

Таким образом, расчет индекса изменения климата сводится к вычислению 12 индикаторов, введенных в формулу (3). Конечно, наиболее простым было бы привлечение в виде таких индикаторов, определяющих изменение климата, обычных трендов, рассчитанных для всего периода. Однако более целесообразным является использование неких аномальных событий, так как экстремальные изменения режима осадков и температуры могут иметь более сильное влияние на природные и социальные

системы [1]. Поэтому авторами метода были отобраны четыре группы индикаторов, которые вместе способны описать важные характеристики изменения климата: изменения среднегодовой температуры, изменения суммы годовых осадков, изменения в явлениях экстремальных температур и изменения в явлениях экстремальных осадков, включая засухи. [4]. Так как предполагается аномальность событий, необходимо рассчитывать индикаторы на основе сравнения с характеристиками базового периода. Для этого в настоящей работе данные разбиваются на две "эпохи" – 1949-1977 гг. и 1978-2006 гг. – по 29 лет каждая и первая из них используется в качестве базового периода для определения изменений климата во второй. Продолжительность этих двух периодов почти равна длине классического периода (30 лет) по определению Всемирной метеорологической организации [1]. Более того, известно [2], что приблизительно с конца 1940-х годов по конец 1970-х годов в Европе наблюдалось понижение температуры, сменившееся затем интенсивным потеплением. Поэтому выбор периодов выглядит вполне обоснованным.

Для количественного описания отдельных индикаторов предлагается использовать принцип "1 раз в 20 лет" [4], который заключается в следующем. Сначала для всего периода, используемого в настоящей работе (1949-2006 гг.), рассчитывались средние для каждого года, зим и лет значения температуры, а также годовые, зимние и летние суммы осадков для каждого года периода. Затем, на основе данных базового периода (1949-1977 гг.) для каждой точки сетки с помощью накопленных повторяемостей определялись 95-я и 5-я перцентили. При этом предполагалось, что данные о температуре распределены нормально, а для данных об осадках характерно гамма-распределение. Для каждого из указанных в этом параграфе параметров определялось количество случаев, когда их величина превышала 95-ю, и число случаев, когда их величина была меньше 5-й перцентили. Далее, аналогичное количество случаев рассчитывалось для периода 1978-2006 гг. и вычислялась величина превышения количества случаев во втором периоде над количеством случаев в первом. Другими словами, если в первом периоде наблюдался 1 случай среднегодовой температуры выше 95-й перцентили, а во втором – 5 случаев, то в качестве некоего индикатора изменения климата берется разность этих величин, т.е. 4. Ясно, что такой подход основан не на трендах, а на аномальных и экстремальных проявлениях изменения климата. В последующем такие события будем называть аномальными.

Наконец, описание использованных в формуле (3) отдельных индикаторов изменения климата сведено в табл. 1. Напомним, что индикаторы изменения климата рассчитываются для периода 1978-2006 гг. по отношению к базовому периоду 1949-1977 гг. как разница между количеством аномальных событий в эти периоды.

Таким образом, составные индикаторы PI и PII , описываемые формулой (2), являются "вкладом" в индекс изменения климата аномальных событий температуры и осадков и состоят из годовых (PII и PII соответственно) и сезонных ($PI1$ и $PI1$ соответственно) аномалий. В следующем разделе будут представлены только эти составные индикаторы, хотя, в принципе, существует возможность исследования всех отдельных индикаторов.

Отметим, что по сравнению с оригинальной работой Бейтига и др. [4], здесь используется дополнительно три индикатора: ICY , ICW и ICS . Связано это с тем, что авторы методики рассчитывали индекс изменения климата для периода 2071-2100 гг. по отношению к базовому периоду 1961-1990 гг. на основе данных двух прогонов моделей глобального климата для сценариев A2 и B2 (по поводу характеристик сценариев, см. [1, 2]). Согласно этих сценариев, глобальная температура к 2100 г. вырастет на 2,5-3,8 °C по отношению к базовому периоду, тогда как для данных, используемых в настоящей статье, такое изменение температуры составляет чуть

больше 0,5 °С. Естественно, что при таком большом повышении температуры к 2100 г. увеличилась не только среднегодовая температура, но и среднесезонные, т.е. аномально холодные зима и лето практически не будут наблюдаться. В нашем же случае, как показали расчеты, кроме аномально теплых годов, зим и лет, наблюдались и аномально холодные. Однако принцип расчета индекса изменения климата в настоящей статье и работе Бейтига и др. [4] остается одинаковым.

Таблица 1 – Индикаторы, суммируемые в индекс изменения климата

Индикатор	Описание
<i>ICY</i>	Количество аномально холодных годов по отношению к базовому периоду
<i>IHY</i>	Количество аномально жарких годов по отношению к базовому периоду
<i>ICW</i>	Количество аномально холодных зим по отношению к базовому периоду
<i>IHW</i>	Количество аномально жарких зим по отношению к базовому периоду
<i>ICS</i>	Количество аномально холодных лет по отношению к базовому периоду
<i>IHS</i>	Количество аномально жарких лет по отношению к базовому периоду
<i>IDY</i>	Количество аномально сухих годов по отношению к базовому периоду
<i>IWY</i>	Количество аномально влажных годов по отношению к базовому периоду
<i>IDW</i>	Количество аномально сухих зим по отношению к базовому периоду
<i>IWW</i>	Количество аномально влажных зим по отношению к базовому периоду
<i>IDS</i>	Количество аномально сухих лет по отношению к базовому периоду
<i>IWS</i>	Количество аномально влажных лет по отношению к базовому периоду

Анализ результатов

На рис. 1 представлены индикаторы изменения климата, рассчитанные по аномалиям, связанным с температурой. На фоне общего увеличения аномально теплых или холодных годов, существуют регионы, где количество таких аномалий было особенно велико: Арктика, Северная Европа, Западное Средиземноморье, Каспийское море и Средняя Азия. Для Украины таким регионом является Крымский полуостров, хотя остальная ее часть может рассматриваться как территория, на которой количество аномально теплых или холодных годов выросло незначительно. В целом, данные, представленные в левой верхней части рис. 1 достаточно хорошо согласуются с результатами, полученными на основе анализа линейных трендов (см., например, [1]), так как известно, что наибольшее потепление в Европе наблюдалось над Арктикой, Скандинавией и Средиземным морем. Правая верхняя часть рис. 1 подтверждает этот вывод, хотя количество аномально теплых или холодных зим и лет выросло над большей частью территории Европы меньше, чем аномально теплых или холодных годов. Поэтому в большей степени составной индикатор *TI* определяется индикатором *III*. По сравнению с остальной Европой, Украина, за исключением Крымского полуострова, может рассматриваться как территория, на которой температурные аномалии проявлялись сравнительно редко, в среднем не более 2 раз за последние 29 лет. Интересным является и то, что более подверженными температурным аномалиям оказались регионы, расположенными ближе к Атлантическому и Северному Ледовитому океанам и Средиземному морю, хотя однозначно говорить о том, что здесь сказывается континентальность климата все-таки трудно, так как достаточно существенные изменения прослеживаются и в восточной части Средней Азии.

Как и следовало ожидать, изменения климата, проявляющиеся в аномалиях режима осадков, характеризуются большей "пятнистостью" (рис. 2), а характеристика распределения индикатора климата, связанного с аномалиями осадков, в достаточной степени отличается от предыдущего индикатора. Прежде всего, это связано с тем, что

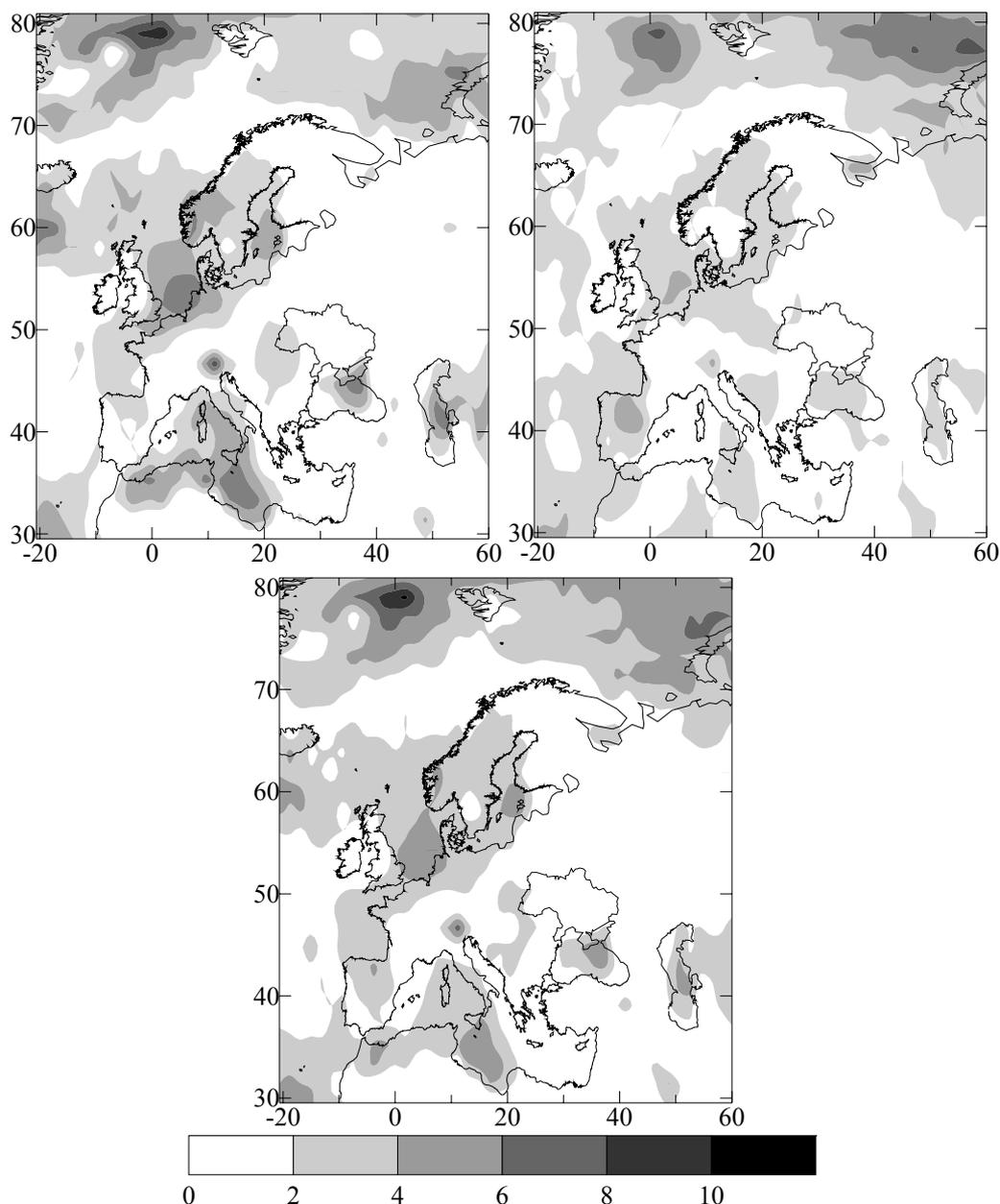


Рисунок 1 – Поле индикаторов TII (вверху слева), $TI2$ (вверху справа) и TI (внизу) для периода 1978-2006 гг. по отношению к базовому периоду 1949-1977 гг.

Ось x – долгота, ось y – широта.

значительные аномалии в режиме осадков наблюдаются над Центральной Европой, Балканами и северо-востоком Турции. С другой стороны оба индикатора изменения климата над Северной Атлантикой и Арктикой распределены почти одинаково. Общим же для режима температуры и осадков является то, что в обоих случаях годовые аномалии превышают аномалии сезонные. Если же рассматривать отдельно территорию Украины, то можно говорить о большей подверженности изменениям климата, связанными с аномалиями в режиме осадков, западной и юго-западной ее частей, особенно с точки зрения годовых аномалий осадков, тогда как восточные области характеризуются небольшими значениями индексов $PI1$, $PI2$ и PI . В целом же можно говорить, что изменения климата над Украиной, сказавшиеся в аномалиях режима осадков, проявляются более значительно, чем изменения в температурном режиме. Поэтому одним из выводов проведенного анализа может быть заключение о

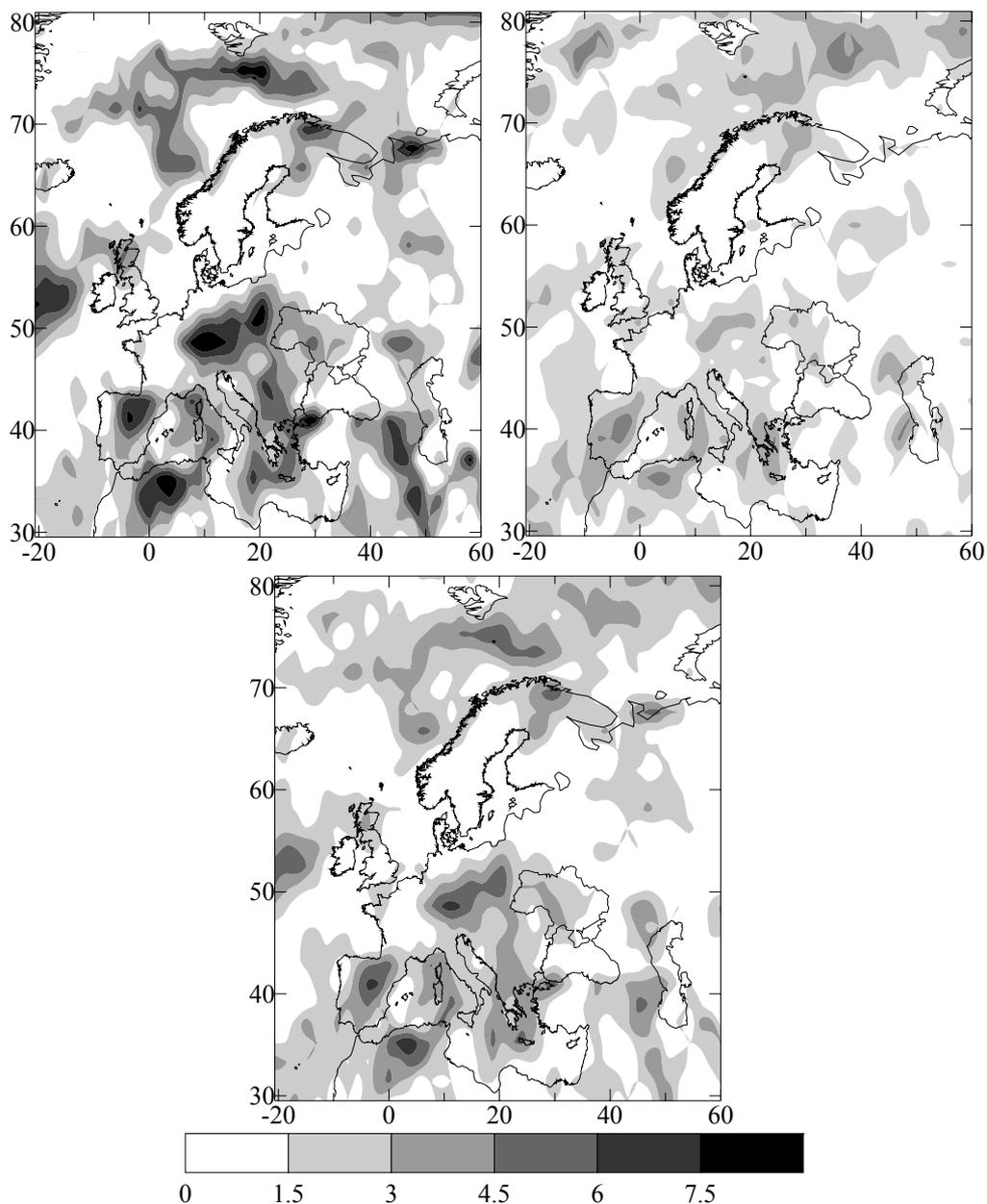


Рисунок 2 – Поле индикаторов PII (вверху слева), $PI2$ (вверху справа) и PI (внизу) для периода 1978-2006 гг. по отношению к базовому периоду 1949-1977 гг.

Ось x – долгота, ось y – широта.

том, что при разделении территории Украины на отдельные территории для изучения изменения климата в них предпочтительнее использовать характеристики поля осадков, чем температуры.

Перед тем, как проанализировать величины CCI , разобьем их условно на 3 категории. Первую (значения от 0 до 2) будем называть слабыми изменениями климата, вторую (от 2 до 4) – умеренными, а третью (больше 4) – сильными. Тогда, анализ поля совокупного индекса изменения климата (рис. 3) показывает, что наиболее ярко эти изменения прослеживаются севернее 70° с.ш., над Центральной Европой, Северным морем, Пиренейским полуостровом, западной и центральной частями Средиземного моря. С другой стороны, территория России была подвержена слабым изменениям климата, так же как и территория Украины, за исключением западной ее части, где эти изменения можно считать умеренными.

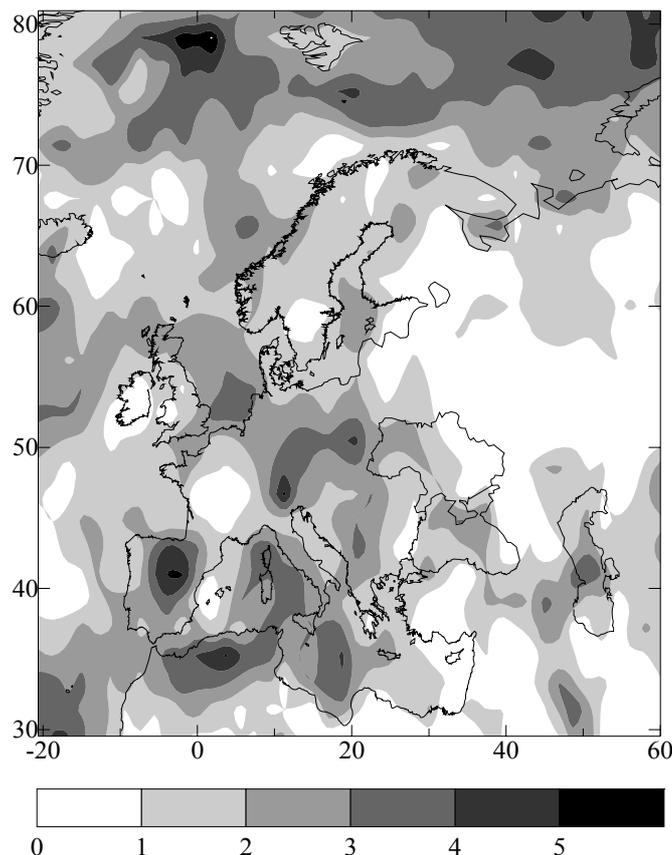


Рисунок 3 – Совокупный индекс изменения климата для периода 1978-2006 гг. по отношению к базовому периоду 1949-1977 гг. Ось x – долгота, ось y – широта.

Сравнение рис. 1-3 показывает, что очаги сильного изменения климата чаще обуславливаются аномалиями режима осадков, чем температуры, за исключением Арктики, где как один, так и другой индикатор, имеют однонаправленное влияние на величину индекса изменения климата. Более того, значительная пятнистость, характерная для поля этого индекса, говорит о том, что глобальный процесс, который мы именуем изменением климата, может проявляться в различных географических районах по-разному, причем выявить некую закономерность, используя климатические термины (горный климат, климат пустынь, морской климат, континентальный климат и т.д.), очень сложно.

Выводы

В настоящей статье описывается метод расчета совокупного индекса изменения климата, определяющего то, насколько сильно изменился климат по отношению к базовому периоду. Этот индекс, по существу, является обычным средним от количества аномальных событий, имеющих место в режиме температуры и осадков, и основан на принципе "1 раз в 20 лет", т.е. учитывает только те события, которые происходят 1 раз в 20 лет и реже. Другими словами, индекс изменения климата в некоторых единицах показывает, насколько изменился климат, но не объясняет, почему это произошло. Достоинством описанного метода является то, что с его помощью можно выявить относительную интенсивность, с которой изменялся климат в различных регионах.

Анализ рассчитанных значений этого индекса показал, что наибольшие изменения климата в 1978-2006 гг. имели место в Арктике, Центральной Европе, западной и центральной частях Средиземного моря, на Пиренейском полуострове. На большей части Украины, при этом, изменения климата были слабыми, за исключением Западной Украины, где отмечались умеренные изменения климата. Более того, если

рассматривать территорию Украины с точки зрения аномальности среднегодовых или среднесезонных температур, то Украина является почти однородной территорией по этому индикатору изменения климата, которое, к тому же, является слабым. Поэтому можно сделать вывод, что при исследованиях изменений регионального климата над Украиной предпочтительнее использовать аномалии (или изменения) режима поля осадков, чем поля температуры.

Достоинством методики является также и то, что ее использование не ограничивается только аномалиями температуры и осадков и в расчет индекса изменения климата можно также включить дополнительные индикаторы, отображающие количество интенсивных циклонов и их траектории, увеличение уровня моря, изменчивость суточного хода температуры и т.д.

Список литературы

1. *Изменение Климата, 2001 г. Обобщенный доклад* – Женева: МГЭИК, 2003. – 522 с.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers* – Geneva: IPCC, 2007 – 18 p.
3. *Giorgi F. Climate change hot-spots // Geophys. Res. Lett., 2006. – V. 33. – L08707.*
4. *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.*

Кількісний опис зміни клімату Європи у другій половині ХХ-го сторіччя. Хохлов В.М.

Описується методика розрахунку сукупного індексу зміни клімату, що ураховує аномальні події температури та опадів. Метод застосовується для території Європи. Показано, що найістотніші зміни клімату у 1978-2006 рр. мали місце у Центральній Європі, західній та центральній частинах Середземного моря та на Піренейському півострові.

Ключові слова: *Зміна клімату, аномалії, температура, опади.*

Quantitative description of European climate change during second half of XX century. Khokhlov V.N.

Methodology for calculation of aggregate climate change index which taking into account abnormal events in the temperature and precipitation is described. The method is used for Europe. It is shown that greatest climate change during 1978-2006 years occurred in the Central Europe, Western and Central Mediterranean, and Pyrenees.

Key words: *climate change, anomalies, temperature, precipitation*

С.В.Иванов, к.г.н., Ю.О.Паламарчук, асп.
Одесский государственный экологический университет

ОЦЕНКА СИСТЕМАТИЧЕСКОЙ ОШИБКИ МОДЕЛИ MM5 ПРИ РАЗЛИЧНЫХ СХЕМАХ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ

В данной работе выполняется оценка систематической ошибки региональной модели MM5v3.7 при использовании различных схем параметризации пограничного слоя, кучевой конвекции, радиационных и микрофизических процессов. Оценивание выполняется на основе сравнения прогностических полей метеорологических элементов с полями ре-анализа ERA40. Получены характеристики временной эволюции, вертикальные профили и пространственное распределение систематической ошибки модели, а также оценки спектральной плотности основных прогностических переменных в модели и ре-анализе. Предложены рекомендации по выбору оптимальных схем параметризации для использования в численных прогнозах метеорологических элементов.

Ключевые слова: систематическая ошибка модели, схемы параметризации.

Введение. Любая форма метеорологической информации, будь то данные наблюдений или результаты численного моделирования, не бывает абсолютно точной, а содержит определенную погрешность. Поэтому в современных технологиях прогноза погоды и климата принято говорить не только о рассчитанных значениях прогностических переменных, но также и о величине неопределенности, или ошибке, с которой эти значения получены [1]. Ошибка прогностических расчетов с использованием численных моделей обусловлена двумя основными причинами [2]. Первая из них связана с неопределенностями в начальных, а для моделей по ограниченной территории также и в граничных, условиях [3]. Вторая причина обусловлена тем, что эволюция атмосферного потока подменяется нашими представлениями о нем, выраженными в виде законов физики и динамики, с последующей аппроксимацией интегральных или дифференциальных законов их дискретными формами [4]. Выделение вклада каждого из этих факторов в конечную ошибку прогноза представляется задачей довольно сложной, если вообще разрешимой, прежде всего в силу их взаимосвязанности. Тем не менее, совершенствование технологий прогноза по каждому из перечисленных направлений в отдельности позволяет неуклонно уменьшать общую ошибку прогноза. Так, благодаря внедрению в оперативную практику новых методов усвоения данных [5, 6] удалось существенно сократить ошибку начальных условий и, благодаря этому, уменьшить скорость роста ошибки прогноза на начальном этапе. Постоянное совершенствование динамического ядра моделей и описания физических процессов в схемах параметризации позволяет добиваться более реалистичного описания эволюции атмосферного потока, взаимодействия его с различными типами подстилающей поверхности, турбулентной кинетической энергии, развития конвекции и т.п. [7, 8].

Из-за отсутствия информации об истинном состоянии атмосферы, ошибку модели приходится оценивать через сравнение прогностических полей с вновь поступающими данными наблюдений или полями анализа. В первом случае оценивание ошибки модели ограничено имеющейся сетью наземных наблюдений или перечнем атмосферных переменных, регистрируемых с помощью дистанционного

зондирования. Во втором случае, такое сравнение не всегда можно назвать независимым, так как поля анализа это, по существу, поля модели, определенным образом скорректированные данными наблюдений. Однако, если поля анализа получены на основе модели, отличной от той, что используется в прогностических расчетах, то такая оценка может в определенной степени считаться независимой.

В данной работе выполняется оценка систематической ошибки конечно-разностной региональной модели MM5v3.7 при использовании различных схем параметризации процессов в пограничном слое, кучевой конвекции, радиационных и микрофизических процессов. Оценивание осуществляется путем сравнения прогностических полей с полями ре-анализа ERA40, полученного на основе глобальной спектральной модели IFS европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

Материалы и методы исследования. Диагностическое исследование качества прогностической модели MM5 проводилось для зимнего периода (январь-февраль) 2002 года над областью Северной Атлантики и Европой. Зимняя циркуляция считается [9] более показательной для моделирования крупномасштабных процессов, чем летняя, в которой преобладают мезо-масштабные конвективные процессы, или чем осенняя и весенняя, при которых моделирование процессов перестройки с одного типа циркуляции на другой в большей степени чувствительно к ошибкам в начальных условиях.

Год 2002 является последним в ре-анализе ERA40, и может считаться наиболее полным по количеству усвоенных данных, в первую очередь спутниковых. Детальное описание ре-анализа ERA40 можно найти в [10]. В данной работе для формирования начальных и граничных условий на периоде интегрирования модели использовались поля ре-анализа для атмосферы от поверхности земли до уровня 10 гПа и поля подстилающей поверхности в сроки 00, 06, 12 и 18 GMT.

Область исследования охватывала основные погодообразующие регионы, имеющие влияние на формирование атмосферной циркуляции над Украиной. Такими географическими регионами, прежде всего, являются Северная Атлантика, Средиземное и Черное моря, Скандинавия и Сибирь. Поэтому для описания крупномасштабной циркуляции атмосферы в модели была выбрана сеточная область, покрывающая атлантико-европейский сектор от восточного побережья Северной Америки до Уральских гор. Размер сетки составлял 75 x 139 узлов по широте и долготе, соответственно, с разрешением 81 км и 33 уровнями по вертикали. Вертикальное разрешение в нижнем километровом слое примерно равнялось 100 м и постепенно увеличивалось к верхней границе, расположенной на уровне 10 гПа.

Интегрирование модели выполнялось с различными схемами параметризации при одних и тех же начальных и граничных условиях. В модели MM5 разработано несколько схем для каждого из типов параметризаций [11], а именно, микрофизических процессов, кучевой облачности, потоков коротко- и длинноволновой радиации, и процессов в пограничном слое. Схемы каждого из типов параметризаций различаются по степени детализации и применимости к различным диапазонам разрешения модельной сетки. Выбор схемы параметризации для того или иного пространственного шага сетки в определенной мере носит субъективный характер. На сегодняшний день отсутствует достаточно полная количественная оценка и сравнение достоинств и недостатков схем параметризации. Данная работа призвана заполнить такую брешь.

В табл.1 приведены схемы параметризации модели MM5, отобранные по своим характеристикам для описания физических процессов на сетке с грубым разрешением. Краткое описание этих схем можно найти в [11].

Таблица 1 - Схемы параметризации модели MM5, используемые для оценки систематической ошибки

Тип параметризации	Схема	Цифровое обозначение
Микрофизические процессы	Рейснера	5
	Годдарда	6
	Шульца	8
Кучевая конвекция	Антея-Куо	2
	Аракавы-Шуберта	4
	Каина-Фритча	6
Пограничный слой	Eta	4
	MRF	5
Радиационные процессы	CCM2	3
	RRTM	4

Постановка численных экспериментов. Основной задачей данной работы является анализ возможностей модели MM5 по воспроизведению атмосферной циркуляции над Атлантико-Европейским сектором для целей численного прогноза погоды по Украине, а также количественная оценка систематической ошибки модели и скорости ее роста в ходе численного интегрирования. Такая количественная оценка подразумевает получение сведений об отклонении модельных полей от некоторых идеализированных, для основных прогностических атмосферных переменных на основных изобарических поверхностях. В данном случае, в качестве таких идеализированных полей используются поля ре-анализа ERA40 [10], которые все же могут содержать определенную ошибку. Тем не менее, этот ре-анализ считается на сегодняшний день самым достоверным. Кроме того, он создавался на основе другой, принципиально иной, чем MM5, модели. Это гарантирует, что прогностические поля, полученные по модели MM5, и поля ре-анализа, построенные на основе глобальной спектральной модели IFS, некоррелированы и независимы.

Диагноз систематической ошибки модели MM5 основан на количественных оценках сравнения прогностических полей модели при различных комбинациях схем параметризации с полями ре-анализа. Такие оценки включают скорость роста ошибки прогноза, пространственное распределение средней ошибки прогноза по модельной области, ошибку прогноза основных прогностических переменных (геопотенциала, температуры, горизонтальных компонент скорости ветра и относительной влажности) и вертикальные профили ее распределения.

Для количественной оценки ошибки модели использовались два критерия, разность между полями ре-анализа и модели по области интегрирования

$$dif = \sum_i (x_i^r - x_i^m) / L$$

и абсолютное значение этой разницы

$$std = \sum_i (|x_i^r - x_i^m|) / L,$$

где x_i^r , x_i^m – векторы состояния ре-анализа и модели, соответственно;

L – размер модельной области.

Каждый из этих критериев позволяет оценивать разные аспекты систематической ошибки модели, но ни один не может дать полное представление о

ней. Так, обычная разность между полями ре-анализа и модели может быть небольшой в нескольких случаях. Например, в случае близкого совпадения полей, но так же и при наличии значительных отклонений противоположных знаков, которые компенсируют друг друга и в результате дают небольшую суммарную величину отклонения. Второй критерий может давать оптимальное значение, например, при наличии смещения модельных полей относительно ре-анализа, если, однако, амплитуды изменчивости тех и других близки. Таким образом, первый критерий целесообразно использовать для оценки различий амплитуд изменчивости в полях модели и ре-анализа, а второй – для оценки величины смещения.

Результаты численных экспериментов. В модели MM5, как и в любой другой серьезной численной модели циркуляции атмосферы, имеется несколько схем для каждого из типов параметризуемых процессов. Эти схемы различаются по сложности и количеству настраиваемых параметров. Выбор схемы определяется требованиями решаемых задач, но также и субъективным фактором. Схемы различных типов параметризаций могут быть лучше или хуже согласованы между собой, т.е., систематическая ошибка одной из схем компенсируется или усиливается систематической ошибкой схемы другого типа параметризации. Для проведения всестороннего анализа таких взаимосвязей необходимо диагностировать все компоненты потоков в каждом из типов параметризаций, что, в принципе, является неосуществимой задачей. Поэтому в данной работе анализируется только результирующая систематическая ошибка модели, формирующаяся как итог вкладов всех типов параметризаций, а также самого динамического ядра модели.

В данной работе выполнено более 30 численных экспериментов с одними и теми же начальными и граничными условиями, но с различными наборами схем параметризаций. Из них только 8 комбинаций сохраняли устойчивость при интегрировании модели на протяжении рассматриваемого периода. Все расчеты с комбинациями, содержащими схемы Годдарда и Шульца для микрофизических процессов и схему Аракавы-Шуберта для кучевой конвекции, приводили к быстрому росту ошибки, рассогласованию между атмосферными переменными и остановке счета через несколько дней. Эти схемы параметризации популярны при исследовании мезомасштабных процессов, но, как показали эксперименты, не пригодны при расчетах на сетке с крупным шагом.

В дальнейшем, будет использоваться следующая аббревиатура для комбинации схем параметризаций. Первая цифра соответствует параметризации микрофизических процессов, вторая – кучевой конвекции, третья – пограничного слоя, и четвертая – радиационных процессов. Цифровое обозначение для каждого типа параметризации представлено в табл.1.

Эволюция абсолютной систематической ошибки модели. Общий характер эволюции систематической ошибки для всех рассматриваемых прогностических переменных примерно одинаковый для всех комбинаций схем параметризаций. Первые примерно 9 дней наблюдается близкий к линейному рост абсолютной ошибки прогноза, после чего она приобретает осциллирующий характер относительно некоторого среднего значения. К этому моменту модель приспособляется к переменным во времени граничным условиям, а наблюдаемые осцилляции систематической ошибки обусловлены реакцией модели на изменения текущей синоптической ситуации.

Среднее значение ошибки расчета геопотенциала в модели изменяется с высотой от 100 м у поверхности земли до 160 м на уровне 200 гПа (рис. 1а).

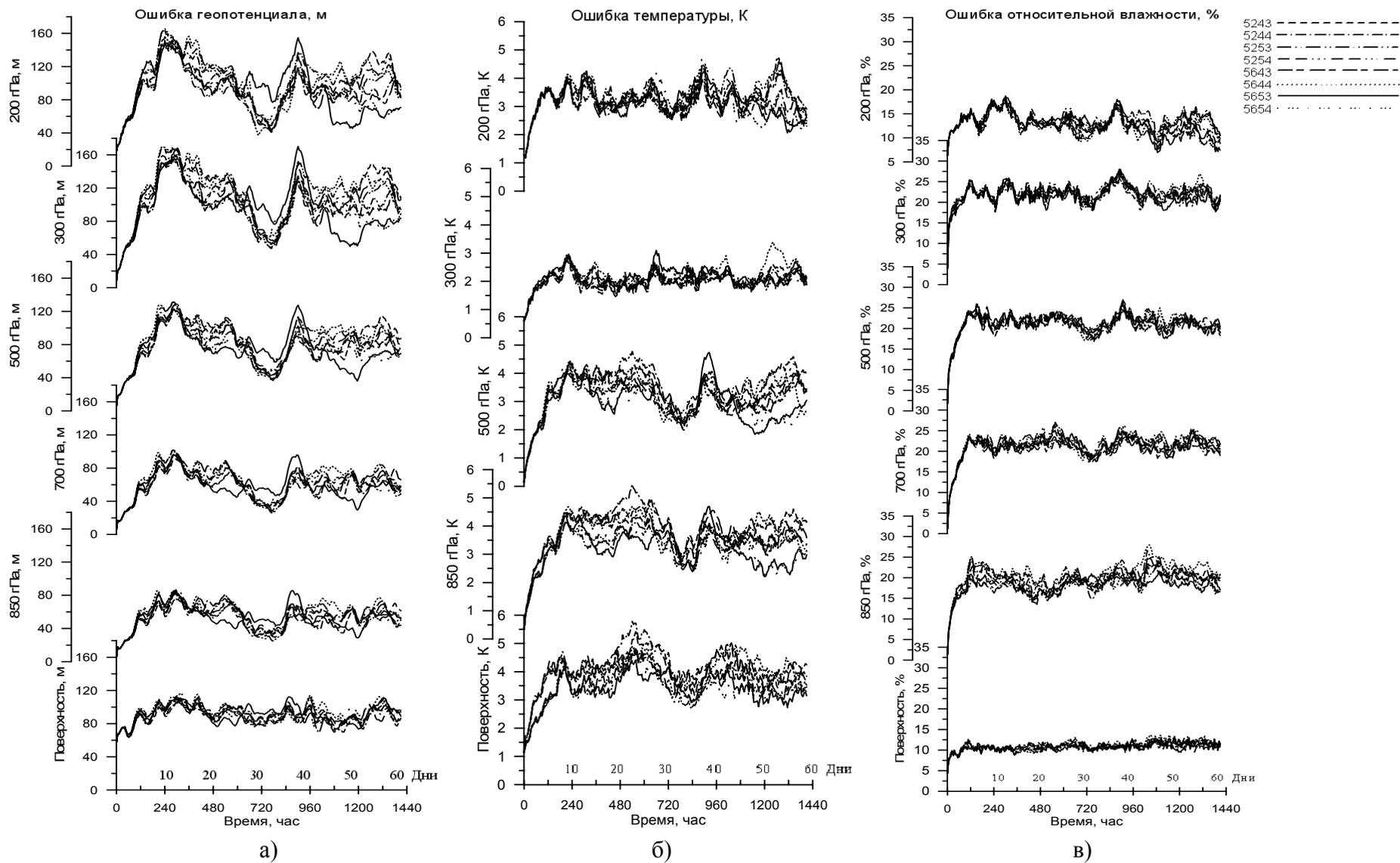


Рисунок 1 - Эволюция средней по области абсолютной ошибки геопотенциала (а), температуры (б) и относительной влажности (в) в модели на стандартных уровнях для различных комбинаций схем параметризаций.

Такие значения сопоставимы с точностью данных радиозондирования атмосферы [12] и могут считаться вполне приемлемыми. Важно отметить, что величина систематической ошибки различается в два раза и более в зависимости от комбинации схем параметризаций, и разброс кривых растет с высотой.

Эволюция систематической ошибки расчета температуры в модели показана на рис.1б. Для различных схем параметризации величина абсолютной ошибки находится в пределах 3-6 °С в пограничном слое и 2-5 °С в свободной атмосфере. Характерной особенностью является то, что минимум абсолютной ошибки температуры в модели приходится на уровень 300 гПа, где она составляет 1,5-3,0 °С. Такое распределение ошибки модели несколько отличается от монотонного роста ошибки наблюдений в данных радиозондирования [12]. На уровне 300 гПа наблюдается также минимальный разброс модельной ошибки при различных комбинациях схем параметризаций, и наименьшая амплитуда осцилляции, т.е. модель, демонстрирует меньшую чувствительность к изменяющейся синоптической ситуации.

Характер эволюции систематической ошибки относительной влажности несколько отличен от рассмотренного выше. Это связано, в первую очередь, с особенностями пространственного распределения и способами представления этой атмосферной переменной. Для относительной влажности, в отличие от других атмосферных переменных, характерно нарушение гладкости распределения в окрестности верхнего предела (100%). При достижении этого значения в атмосфере начинают работать другие, более сложные и сильно нелинейные, процессы образования облачности и осадков. Они, в свою очередь, формируют прерывные по пространству поля метеорологических элементов, непосредственно связанных с относительной влажностью. Тем не менее, в современной практике численных расчетов состояния атмосферы именно относительная влажность, а не абсолютная или удельная влажность, используется в качестве одного из основных показателей. Это объясняется тем обстоятельством, что наиболее актуальным вопросом современного прогнозирования являются осадки и обуславливающая их облачность. Непосредственным критерием формирования облачности и выпадения осадков является достижение критического значения относительной влажности. Поэтому при численном прогнозе облачности и осадков использование относительной влажности исключает дополнительные вычисления по пересчету через другие атмосферные переменные, например, удельную влажность и температуру, которые, к тому же, имеют свои ошибки.

На рис.1в показана эволюция систематической ошибки относительной влажности. У поверхности земли она составляет 10-15%, в пограничном слое 15-25% и в средней тропосфере 20-30%. Следует иметь в виду, что эти графики отражают средние значения по всей модельной области, на которой подстилающая поверхность неоднородна. Пространственное распределение ошибки будет представлено ниже. Как видно из рис.1в, систематическая ошибка влажности в модели в меньшей степени подвержена влиянию меняющейся синоптической ситуации. Разброс между кривыми различных схем параметризации также меньше, чем у рассмотренных выше переменных. Этот факт не представляется очевидным и требует дополнительных исследований и анализа. Логичнее было бы ожидать обратный результат. Во-первых, потому, что формирование облачности и осадков происходит по значительно более сложным законам, чем развитие крупномасштабного атмосферного потока. Во-вторых, эти законы менее исследованы, а существующие на сегодняшний день схемы параметризации имеют существенные различия в выборе основных критериев, например, суммарное количество осадков или мезо-масштабные особенности их пространственной структуры. И, наконец, пространственный масштаб поля влажности (и связанных с ней полей облачности и осадков) меньше, чем у более гладких полей

геопотенциала и температуры в свободной атмосфере [13]. Возможно, причиной такого поведения систематической ошибки является не столько динамическое ядро модели или физика схем параметризации, сколько численная процедура сглаживания и интерполяции полей в узлы модельной сетки.

Эволюция систематической ошибки модели с учетом знака. Использование обычной разницы (с учетом знака) между полями ре-анализа и прогноза позволяет судить о направлении отклонения полей модели от полей ре-анализа.

На рис.2а показана эволюция модельной ошибки геопотенциала с учетом знака. Как и на рис.1а, поведение ошибки при разных схемах параметризации на нижних уровнях, в общем, достаточно сходное. Но с высотой амплитуда расхождений возрастает, и они становятся менее согласованными.

Поведение модельной ошибки температуры имеет иной характер (рис.2б). Особенно заметны различия у поверхности земли. Схемы параметризаций 5243, 5244, 5643 и 5644 дают заниженные (разница ре-анализ – модель положительная) по сравнению с ре-анализом значения температуры примерно на 1-3 °С, тогда как схемы параметризаций 5253, 5254, 5653 и 5654 завышают температуру у поверхности земли до 2 °С. Из этого следует, что основным фактором переоценки или недооценки температуры являются схемы параметризации пограничного слоя (третья цифра в нумерации схем). В первой группе используется параметризация, основанная на схеме Меллора-Ямады [14, 15], а во второй схема нелокальной адвекции Хонга-Пена [16]. Интересно, что различия в характере расположения кривых относительно нулевого значения сохраняются с высотой вплоть до уровня 300 гПа, хотя и становятся менее выраженными.

На уровнях 850 и 700 гПа проявляется другая особенность модельной ошибки температуры. В первой группе схем параметризаций наибольшие расхождения с ре-анализом имеют схемы 5243 и 5244, т.е. такие, в комбинации которых входит параметризацией кучевой конвекции Антея-Куо [17] (вторая цифра в нумерации схем). Средние ошибки второй группы схем параметризаций на этих изобарических поверхностях близки к нулю, и наиболее оптимальными среди них можно считать схемы 5653 и 5654 с параметризацией кучевой конвекции Каина-Фритча [18].

На уровнях 500 и 300 гПа разнонаправленность значений модельных ошибок при различных схемах становится опять более заметной. Здесь можно выделить схемы 5244 и 5644 как имеющие наибольшую модельную ошибку с параметризацией радиационных процессов RRTM [19], и схемы 5253 и 5653 (параметризация радиационных процессов CCM2 [20]), которые формируют наиболее близкие к ре-анализу поля температуры.

Таким образом, можно видеть, что точность численного моделирования зависит, помимо прочего, от выбора схемы параметризации. Причем, в зависимости от слоя атмосферы (пограничный слой, средняя или верхняя тропосфера) тот или иной тип параметризации (пограничного слоя, кучевой конвекции или радиационных процессов) становится определяющим.

Различия в модельных ошибках относительной влажности при различных схемах параметризации проявляются только до изобарической поверхности 700 гПа (рис.2в). Выше этого уровня они становятся незначительными. Как и для ошибки температуры, схемы 5243, 5244, 5643 и 5644 недооценивают относительную влажность на 10-15% на поверхности 850 гПа и до 10% на поверхности 700 гПа. А схемы 5253, 5254, 5653 и 5654 завышают значения до 10% на обоих уровнях. В то же время у поверхности земли для этих комбинаций схем относительная ошибка меняет знаки.

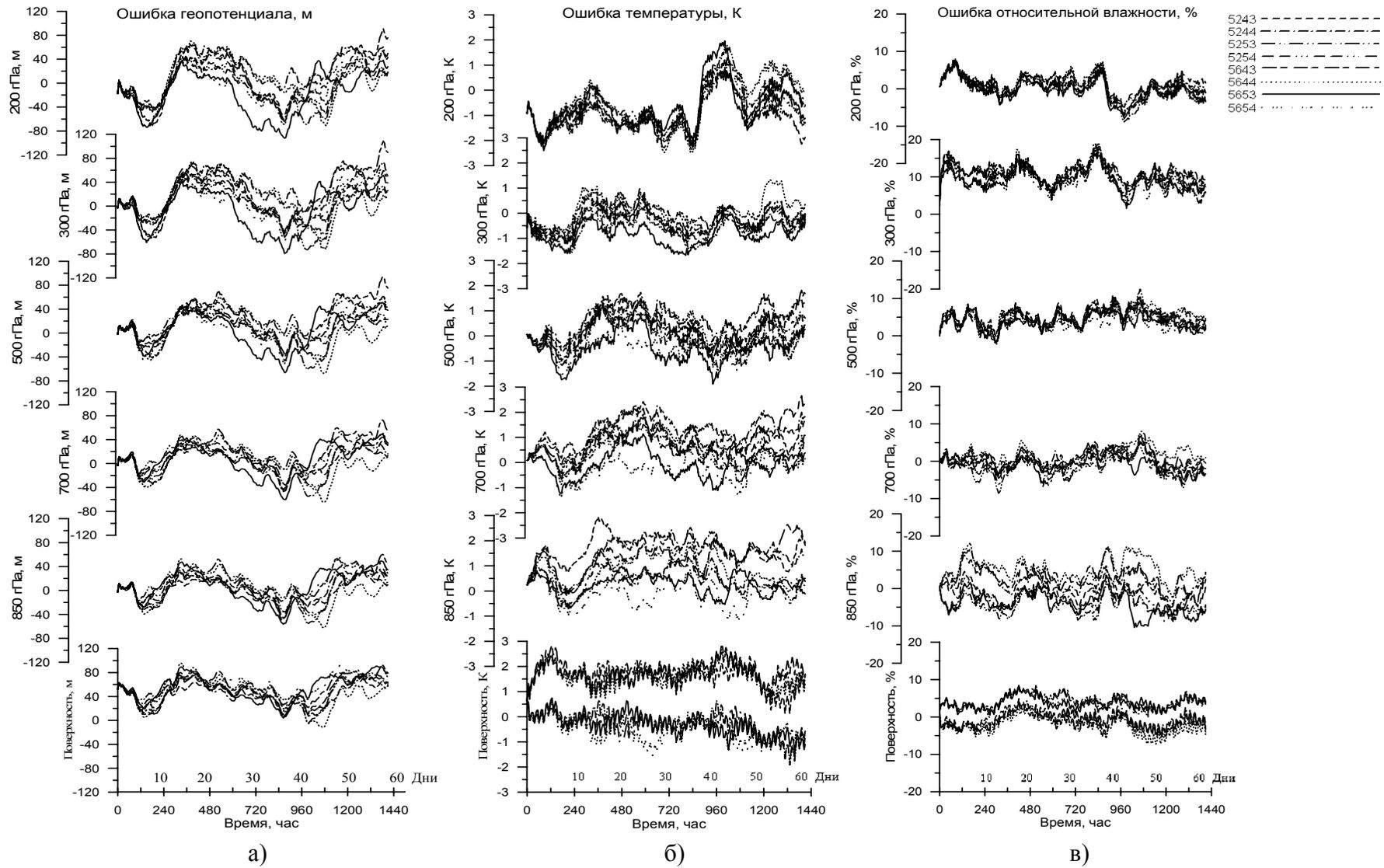


Рисунок 2 - Эволюция средней по области ошибки (с учетом знака) геопотенциала (а), температуры (б), относительной влажности (в) в модели на стандартных уровнях для различных комбинаций схем параметризаций.

Кроме того, знаки модельных ошибок относительной влажности и температуры у выделенных комбинаций параметризаций противоположны у поверхности земли, тогда как они одного знака на вышележащих изобарических поверхностях. Этот факт косвенно может свидетельствовать о том, что систематическая ошибка относительная влажность у поверхности земли в значительной степени определяется ошибкой модели в поле температуры.

Следует отметить, что в данном исследовании выполняется сравнение модельных полей с полями ре-анализа ERA40. Ре-анализ ERA40 считается наиболее объективным, но все-таки содержит определенные ошибки, особенно заметные в приземном слое [21], что требует определенной осторожности при интерпретации результатов.

Накопление систематической ошибки на периоде интегрирования. По представленным выше результатам сложно отдать предпочтение какому-либо сочетанию схем параметризации. Необходимо применить объективный количественный критерий для такого выбора. Таким критерием может быть накопительная ошибка за период интегрирования модели. Как и прежде, будет использоваться два типа ошибки, по абсолютной величине и с учетом знака.

На рис.3а-в показано накопление абсолютной систематической ошибки модели для геопотенциала, температуры и относительной влажности. На каждом из графиков можно определить комбинацию схем параметризации, которая обеспечивает наименьшее значение накопленной ошибки к концу периода интегрирования. Однако, в ряде случаев различия между несколькими схемами были незначительными, и кроме того, одна и та же комбинация схем не остается лучшей для разных атмосферных переменных.

Для выбора наиболее оптимальной комбинации схем использовалась система весовых коэффициентов для каждой из рассматриваемых переменных атмосферы на каждом стандартном уровне. Комбинации схем с минимальным значением накопленной ошибки присваивался нулевой вес, а с максимальным значением – единичный, соответственно. Остальным значениям присваивался вес пропорционально их положению между максимальным и минимальным значениями. При такой системе сравнения оптимальной можно считать комбинацию, набравшую минимальную сумму весовых коэффициентов.

Результаты вышперечисленной селекции приведены в табл.2. Из таблицы наглядно видно, что наиболее оптимальными являются комбинации схем 5653 и 5654 в которых микрофизические процессы представлены схемой смешанной фазы Рейснера [11, 17], кучевая конвекция – схемой Каина-Фритча [18], пограничный слой схемой MRF [16], а радиационные процессы – одной из схем, CCM2 [20] или RRTM [19].

В отличие от монотонно возрастающих кривых абсолютных ошибок модели, поведение кривых с использованием обычных разностей указывает на возможность компенсации накопленных ошибок на периоде интегрирования (рис.4а-в). В этом случае нулевой вес присваивался ближайшему к нулю значению независимо от знака.

Как видно из рис.4а, модель недооценивает значения геопотенциала у поверхности земли на всем периоде интегрирования (наблюдается рост кривых) при всех схемах параметризации, хотя ошибка меньше у схем 5243 и 5644. В средней и нижней тропосфере тенденция недооценки значений геопотенциала сохраняется, хотя и перестает быть монотонной. В верхней атмосфере различия в схемах параметризации становятся заметными и по знаку. Так, схема 5653 существенно переоценивает, схема 5244 недооценивает значения геопотенциала, а схемы 5243 и 5254 обеспечивают наиболее близкие к ре-анализу поля.

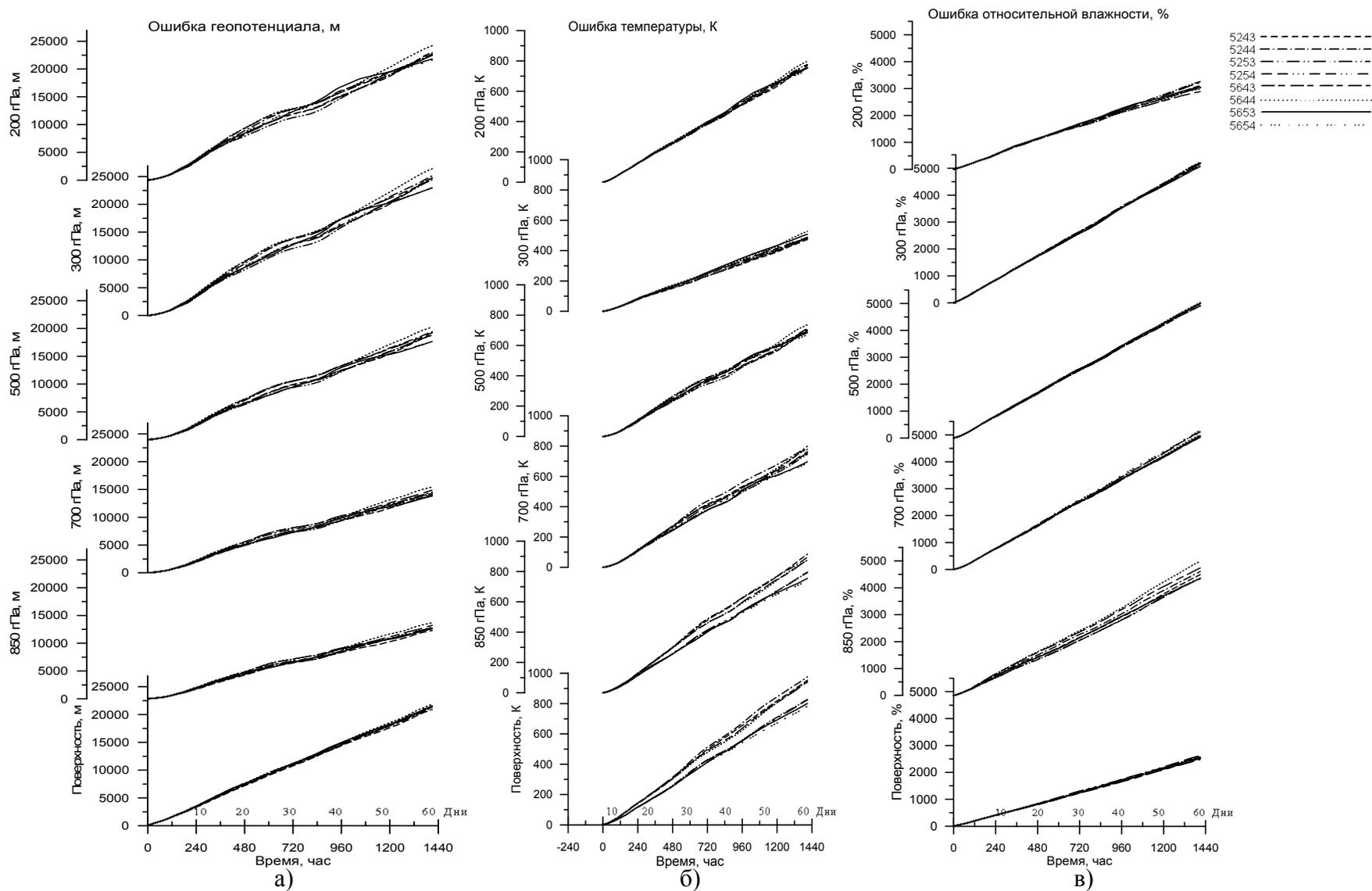


Рисунок 3 - Накопительная абсолютная систематическая ошибка геопотенциала (а), температуры (б) и относительной влажности (в) в модели на стандартных уровнях для различных комбинаций схем параметризаций.

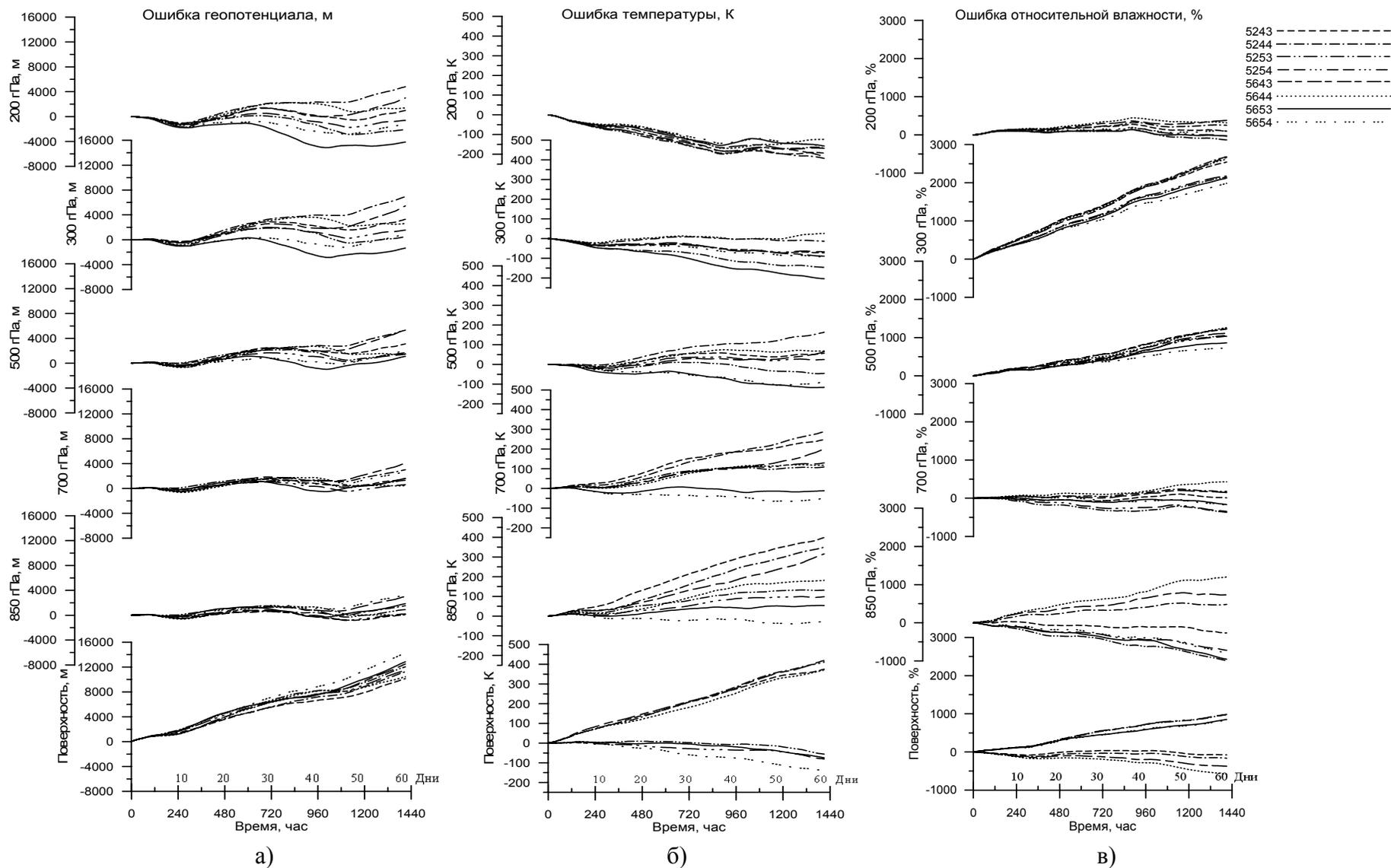


Рисунок 4 - Накопительная ошибка (с учетом знака) геопотенциала (а), температуры (б) и относительной влажности (в) в модели на стандартных уровнях для различных комбинаций схем параметризаций.

Таблица 2 - Весовые коэффициенты оптимальности для различных комбинаций схем параметризаций

Параметр, уровень		Параметризации								
		5243	5244	5253	5254	5643	5644	5653	5654	
std	H	1000	0.00	0.30	0.45	0.48	0.55	1.00	0.7	0.78
		850	0.00	0.30	0.25	0.32	0.65	1.00	0.22	0.40
		700	0.16	0.44	0.29	0.30	0.66	1.00	0.00	0.10
		500	0.45	0.68	0.42	0.48	0.60	1.00	0.00	0.03
		300	0.50	0.62	0.41	0.51	0.45	1.00	0.00	0.01
		200	0.53	0.42	0.39	0.51	0.33	1.00	0.07	0.00
	Сумма по H		1.64	2.76	2.21	2.60	3.24	6.00	0.99	1.32
	T	1000	0.88	1.00	0.22	0.21	0.82	0.83	0.09	0.00
		850	1.00	0.89	0.29	0.29	0.78	0.78	0.07	0.00
		700	0.89	1.00	0.51	0.68	0.60	0.81	0.06	0.00
		500	0.52	0.63	0.37	0.63	0.33	1.00	0.19	0.00
		300	0.00	0.18	0.14	0.14	0.27	1.00	0.64	0.32
		200	0.32	0.24	0.64	0.52	0.24	1.00	0.28	0.00
	Сумма по T		3.61	3.94	2.17	2.47	3.04	5.42	1.33	0.32
	RH	1000	0.50	0.50	0.83	1.00	0.00	0.67	0.33	0.67
		850	0.25	0.43	0.04	0.00	0.64	1.00	0.04	0.07
		700	0.18	0.00	0.82	0.82	0.09	0.36	0.27	1.00
		500	0.17	0.00	0.67	0.67	0.67	1.00	0.67	0.83
		300	0.63	0.75	0.88	0.75	0.50	1.00	0.00	0.25
		200	0.63	0.38	1.00	0.94	0.00	0.44	0.50	0.31
	Сумма по RH		2.36	2.06	4.24	4.18	1.90	4.47	1.81	3.13
Сумма std		7.61	8.76	8.62	9.25	8.18	15.89	4.13	4.77	
dif	H	1000	0.00	0.27	0.46	0.32	0.57	0.07	0.66	1.00
		850	0.01	0.45	0.26	0.04	0.93	0.00	0.56	1.00
		700	0.31	0.71	0.24	0.04	1.00	0.00	0.32	0.62
		500	0.46	0.97	0.14	0.08	1.00	0.09	0.00	0.23
		300	0.43	1.00	0.00	0.17	0.77	0.33	0.14	0.08
		200	0.09	1.00	0.35	0.00	0.57	0.19	0.83	0.11
	Сумма по H		1.30	4.40	1.45	0.65	4.84	0.68	2.51	3.04
	T	1000	0.88	0.97	0.00	0.07	1.00	0.86	0.06	0.23
		850	1.00	0.87	0.28	0.19	0.78	0.41	0.07	0.00
		700	0.85	1.00	0.35	0.43	0.68	0.38	0.00	0.14
		500	0.22	1.00	0.14	0.00	0.28	0.31	0.66	0.47
		300	0.30	0.00	0.70	0.28	0.40	0.06	1.00	0.41
		200	0.71	1.00	0.44	0.46	0.90	0.00	0.34	0.39
	Сумма по T		3.96	4.84	1.91	1.43	4.04	2.02	2.13	1.64
	RH	1000	0.00	0.10	0.99	1.00	0.33	0.56	0.85	0.83
		850	0.00	0.23	0.78	0.49	0.50	1.00	0.74	0.56
		700	0.00	0.42	0.86	0.81	0.33	1.00	0.37	0.41
		500	0.93	0.94	0.61	0.58	0.72	1.00	0.25	0.00
		300	0.77	1.00	0.23	0.30	0.97	0.90	0.20	0.00
		200	0.21	0.64	0.30	0.04	1.00	0.82	0.00	0.24
	Сумма по RH		1.91	3.33	3.77	3.22	3.84	5.28	2.41	2.04
Сумма по dif		7.17	12.57	7.13	5.30	12.72	7.98	7.05	6.72	

Таблица 3 – Итоговые суммарные весовые коэффициенты оптимальности для различных комбинаций схем параметризаций

Параметр	Параметризации							
	5243	5244	5253	5254	5643	5644	5653	5654
Сумма по Н	2.94	7.16	3.66	3.25	8.08	6.68	3.50	4.36
Сумма по Т	7.57	8.78	4.08	3.90	7.08	7.44	3.46	1.96
Сумма по RH	4.27	5.39	8.01	7.40	5.74	9.75	4.22	5.17
Общая сумма весов	14.78	21.33	15.75	14.55	20.90	23.87	11.18	11.49

В таблицах приняты следующие буквенные обозначения параметра: “Н” – геопотенциал, “Т” – температура, “RH” – относительная влажность.

Большие различия между схемами параметризации отмечаются для ошибки температуры (рис.4б). Только на изобарической поверхности 200 гПа все схемы превышают температуры. На всех остальных поверхностях кривые расходятся веерообразно. Наиболее оптимальными можно считать схемы 5244 и 5644 на 300 гПа, 5253 и 5254 на 500 гПа, 5653 и 5654 на 700 гПа, и 5654 на 850 гПа. У поверхности земли наблюдается четкое разделение схем на две группы. Одни из них превышают температуру у земли (схемы 5253, 5254, 5653 и 5654), а другие занижают (схемы 5243, 5244, 5643 и 5644). Как и ранее, решающую роль играет параметризация пограничного слоя. В первой группе использовалась схема MRF нелокальной адвекции [16], а во второй – схема Eta Меллора-Ямады [14, 15].

В умеренных широтах основной объем влаги находится в нижних и средних слоях атмосферы, и в меньшей мере - в верхней тропосфере. Поэтому и требования к точности модельных расчетов влагосодержания атмосферы могли бы быть различными, т.е. возрастающими от верхней границы к поверхности земли. Полученные результаты фактически отражают обратную ситуацию (рис.4в). На уровне 200 гПа все схемы параметризации модели показывают хорошую согласованность поля относительной влажности с ре-анализом. На поверхностях 300 и 500 гПа все схемы в большей или меньшей степени недооценивают содержание влаги. Лучшую согласованность с ре-анализом демонстрируют схемы 5653 и 5654, т.е. те, в которых используется параметризация кучевой конвекции Каина-Фритча [18]. На поверхности 700 гПа схемы параметризации демонстрируют разброс модельной ошибки относительной влажности от значительной переоценки (схема 5253) до недооценки (схема 5644) этого элемента. Оптимальной можно считать схему 5243. Эта же схема остается лучшей при оценке влажности на 850 гПа и у поверхности земли.

Табл. 3 содержит обобщение полученных количественных оценок систематической ошибки, из которого можно заключить следующее. Схемы параметризации 5653 и 5654 (кучевая конвекция Каина-Фритча [18], пограничный слой MRF [16], и любая из двух схем радиационных процессов) являются наиболее оптимальными для моделирования полей геопотенциала и температуры. Поля относительной влажности лучше моделируются при использовании схемы 5243, которая включает кучевую конвекцию Антея-Куо [11, 17], пограничный слой Eta [14, 15] и радиационные процессы CCM2 [20]. Таким образом, выбор оптимальной схемы параметризации зависит от конкретной решаемой задачи. Например, при необходимости наиболее оптимального описания атмосферы в целом или полей геопотенциала и температуры преимущество следует отдавать комбинациям схем 5653 или 5654. Последняя несколько уступает по величине ошибки, но имеет вычислительное преимущество. Скорость расчета радиационных процессов в схеме

RRTM почти в два раза выше, чем в схеме CCM2. Если же ставится задача исследования полей влажности, то можно рекомендовать комбинацию схем 5243.

Вертикальные профили систематической ошибки представляют определенный интерес в связи с тем, что они могут охарактеризовать свойства модели при воспроизведении особенностей циркуляции в пограничном слое и на различных уровнях в свободной атмосфере.

Вертикальные профили средней модельной ошибки геопотенциала для всех схем параметризации довольно сходны (рис.5а). Абсолютная систематическая ошибка сокращается от поверхности земли к верхней границе пограничного слоя в среднем с 90 м до 55 м. В средней и верхней тропосфере ошибка модели возрастает до 110 м. Максимальное расхождение между наиболее оптимальными (5653 и 5654) и наименее удачной (5644) схемами параметризаций наблюдается на уровне 300 гПа. Далее в верхней тропосфере модельная ошибка геопотенциала сохраняется в пределах 100 м.

На рис.5б показаны вертикальные профили средних модельных ошибок температуры. В отличие от систематической ошибки геопотенциала, ошибка моделирования температуры монотонно сокращается от поверхности земли до уровня 300 гПа с 4 °С до 2 °С, а выше она начинает резко возрастать. Следует также отметить, что вертикальные профили систематической ошибки в пограничном слое четко делятся на две группы. В одну из групп входят профили, полученные при использовании в модели схемы параметризации пограничного слоя MRF. Систематическая ошибка модели на профилях этой группы почти на 1 °С меньше, чем при использовании схемы параметризации пограничного слоя Eta.

Систематическая ошибка относительной влажности (рис.5в) характеризуется почти двукратным ростом в пределах пограничного слоя, с 10-12% до 17-23% для различных комбинаций. Причем, как и раньше, использование схемы нелокальной адвекции в пограничном слое обеспечивает лучшие результаты по сравнению со схемой Меллора-Ямады. В свободной атмосфере вплоть до уровня 300 гПа систематическая ошибка одинаковая и составляет 20-25%, а выше этого уровня резко уменьшается. Последняя особенность может быть объяснена тем фактом, что во внетропических широтах потоки влаги в верхней тропосфере и обусловленные ими поля облачности верхнего яруса связаны, прежде всего, с динамикой крупномасштабных процессов. Последние достаточно надежно воспроизводятся в модели. Кроме того, в отличие от тропических широт, в умеренных широтах содержание влаги в верхней тропосфере значительно меньше по сравнению с нижней и средней тропосферой. Как результат, систематическая ошибка расчета относительной влажности на верхних уровнях сокращается.

Систематическая ошибка геопотенциала с учетом знака разности (рис.5г) в пределах пограничного слоя сокращается с 60 м до минимального значения и далее в свободной атмосфере сохраняется неизменной. Но при этом различия между комбинациями, по сравнению с абсолютной ошибкой, становятся более значительными.

На рис.5д показаны вертикальные профили систематической ошибки температуры. Как и на рис.5б, кривые распределяются на две группы, и основным фактором разделения является схема параметризации пограничного слоя. Комбинации параметризаций, содержащие схему MRF для пограничного слоя и составившие группу с лучшими результатами по абсолютной величине модельной ошибки, систематически завышают температуру. В другой группе, где пограничный слой описывается схемой Eta, температуры в модели систематически занижаются.

Наиболее оптимальной для моделирования вертикального распределения влаги в атмосфере можно считать комбинацию схем параметризаций 5243 (рис.5е).

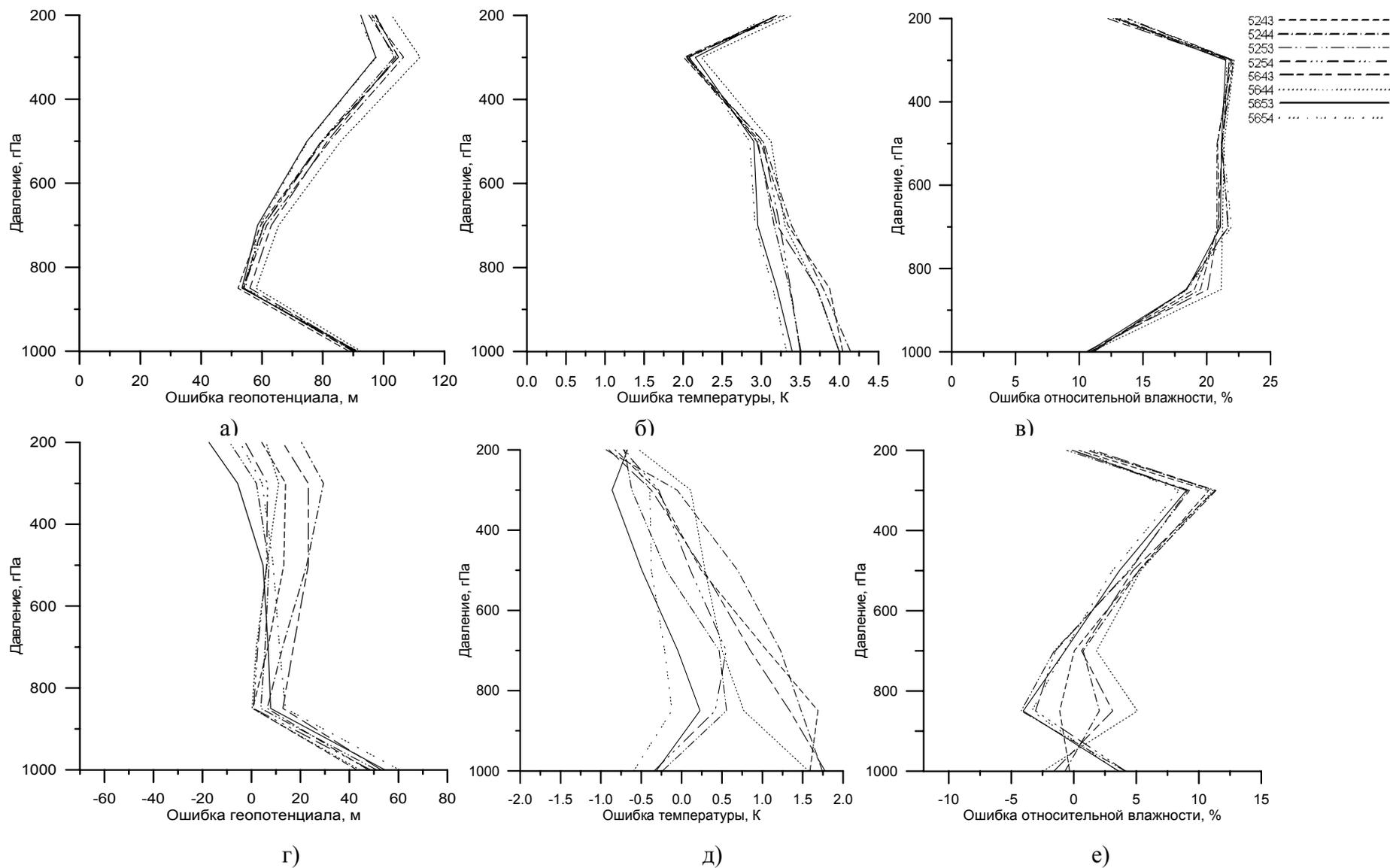


Рисунок 5 - Вертикальное распределение абсолютных модельных ошибок (а, б, в) и ошибок с учетом знака (г, д, е) для различных комбинаций схем параметризаций.

В нижней и средней тропосфере, где сосредоточена основная часть влаги внутритропических широт, вертикальный профиль систематической ошибки для этой комбинации минимально отклоняется от нулевого значения. Следует напомнить, что эта же комбинация обеспечивает и минимальное значение систематической ошибки для относительной влажности, проинтегрированной по всей расчетной области. Использование схемы параметризации пограничного слоя MRF приводит к перераспределению влаги в пределах пограничного слоя таким образом, что модель недооценивает содержание влаги у поверхности земли и переоценивает ее на верхней границе пограничного слоя. Использование схемы параметризации пограничного слоя Eta воспроизводит обратный эффект.

Пространственное распределение модельных ошибок. Помимо временной эволюции систематической ошибки, определенный интерес представляет ее пространственное распределение по области исследования (рис.6-8, по осям обозначены географическая широта и долгота). Для последующего анализа такого распределения используются результаты модельных расчетов с комбинацией схем 5653 как наиболее оптимальной в целом.

На рис.6 показано пространственное распределение осредненной за двухмесячный период интегрирования систематической ошибки модели для геопотенциальной высоты на стандартных уровнях. Через всю тропосферу отчетливо выделяются стационарные в статистическом смысле очаги модельной ошибки противоположных знаков.

Центр области с отрицательной ошибкой (модель переоценивает величину в сравнении с ре-анализом) располагается над центром северной Атлантики в районе североатлантического течения, а вся область покрывает также и северо-западную часть северо-американского континента. Максимальная величина ошибки растет с высотой от 85 м на уровне 850 гПа до 220 м на уровне 200 гПа.

Отмечается также две области положительной ошибки, где модель недооценивает геопотенциальную высоту. Они находятся над Европейским континентом и над западной частью Атлантики в районе Гольфстрима. Причем, первая из этих областей охватывает большую площадь, а величина ошибка в ней примерно вдвое выше, чем во второй. С высотой ошибка растет от 110 м на поверхности 850 гПа до 180 м на 200 гПа. Как видно из этого рисунка, в области над северной Атлантикой отрицательная ошибка растет с высотой быстрее, чем положительная ошибка над Европой. Кроме того, площадь первой из них увеличивается, смещая границу раздела к континенту. Увеличивается также контраст между областями.

Причин такого распределения ошибки модели может быть несколько. Прежде всего следует упомянуть, что сравнение модельных полей выполняется с полями ре-анализа. Последний сам может содержать определенную ошибку, связанную, например, с неравномерным распределением плотности данных наблюдений над континентом и океаном [22]. Вследствие этого, при усвоении данных в ре-анализе возможно смещение в полях метеорологических элементов над океаном, где модель доминирует над данными наблюдений.

Другой причиной может быть используемая вертикальная система координат. В данном случае, над океаном координатная система начинается с плоской поверхности, а над континентом нижняя граница следует за изменением рельефа, внося определенные искажения. Отчасти в пользу такого аргумента может свидетельствовать тот факт, что максимум ошибки над континентом приходится на область Западных Карпат со сложным рельефом.

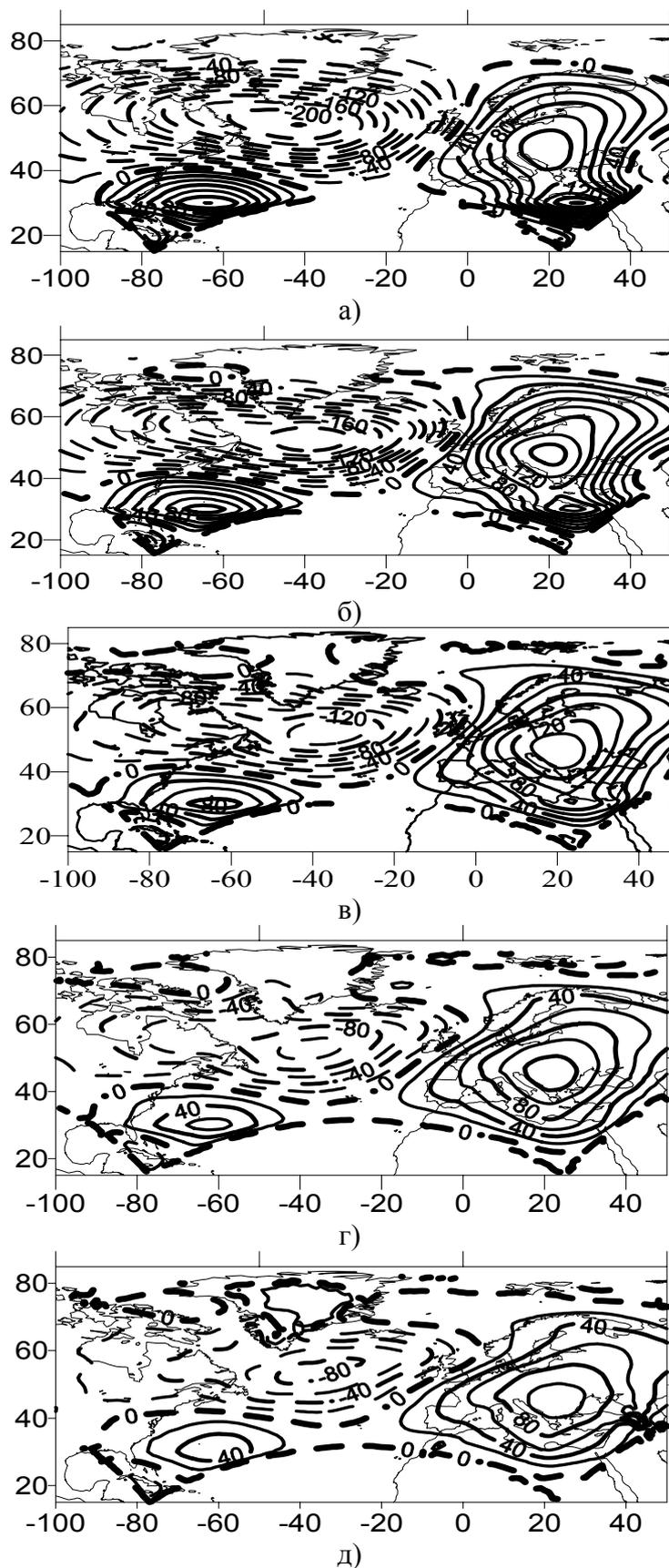


Рисунок 6 - Пространственное распределение систематической ошибки геопотенциала на изобарических поверхностях 200 (а), 300 (б), 500 (в), 700 (г) и 850 (д) гПа.

Ошибка может распределиться указанным образом также вследствие некорректного описания процессов взаимодействия атмосферы с различными типами подстилающей поверхности, заложенного в модель MM5. Частным случаем этого может быть неадекватное описание потоков тепла через поверхность. На это указывает существование двух областей с ошибками противоположного знака над ровной океанской поверхностью, над северной и над западной частью центральной Атлантики.

На рис.7 представлено пространственное распределение ошибки модели в поле температуры. Оно сходно с распределением ошибки геопотенциала, но к этому добавляются некоторые существенные детали. Основная область отрицательной ошибки (модель переоценивает температуру) располагается на поверхности 850 гПа над северной Атлантикой и северо-восточной частью Северной Америки, включая Канадский архипелаг. Причем, в отличие от ошибки геопотенциала, максимум ошибки температуры располагается над континентом, а не над океаном, и достигает значения $7,5^{\circ}\text{C}$. Эта область отрицательной ошибки прослеживается до поверхности 300 гПа. Ее максимум смещается с континента на океан, начиная с поверхности 700 гПа, а величина ошибки температуры, уменьшается до $4,5^{\circ}\text{C}$.

Две области положительных значений систематической ошибки (модель недооценивает температуру атмосферы) на поверхности 850 гПа, как и в случае ошибки геопотенциала, располагаются над Европой и теплой областью Гольфстрима. Но максимальное занижение температуры с максимумом до 7°C наблюдается над Гренландией. Этот очаг прослеживается до поверхности 500 гПа, а выше, на поверхности 300 гПа, он меняет знак и сливается с соседней областью ошибки над Северной Атлантикой. Интересно, что на верхней границе тропосферы области ошибок над Атлантикой и Европой меняют знаки.

По такому распределению модельной ошибки температуры можно заключить, что основными, хотя и не единственными, причинами их является не совсем адекватное описание динамических и физических процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью в модели. Это особенно наглядно проявляется над сложной орографией Гренландии; над различными типами подстилающей поверхности океана и континента; над большими контрастами температуры между ледовой поверхностью Гренландии и океанской поверхностью Атлантики, и над температурными контрастами между теплым Гольфстримом и холодной западной частью Северной Атлантики в районе Лабрадорского и Гренландского течений.

Основная масса влаги в атмосфере сосредоточена в ее нижней и средней части. Поэтому диагноз распределения модельной ошибки влажности имеет смысл проводить для нижней и средней тропосферы, а также для нижней части верхней тропосферы. На рис.8 показано пространственное распределение этой ошибки. Оно существенно отличается от распределений ошибок геопотенциала и температуры. В нижней тропосфере ошибка по всей области, за исключением Гренландии, имеет отрицательный знак, т.е. модель переоценивает влажность в пограничном слое умеренных широт на 20-25%. Начиная с уровня 700 гПа, ошибка меняет знак и становится положительной как над океаном, так и над континентами. Другими словами, модель перераспределяет влагу в атмосфере таким образом, что ее оказывается больше в пограничном слое, и меньше в свободной атмосфере, по сравнению с ре-анализом.

Значительная недооценка влажности над Гренландией на поверхностях 850 и 700 гПа, опять же, по-видимому, обусловлена несовершенством вертикальной системы координат.

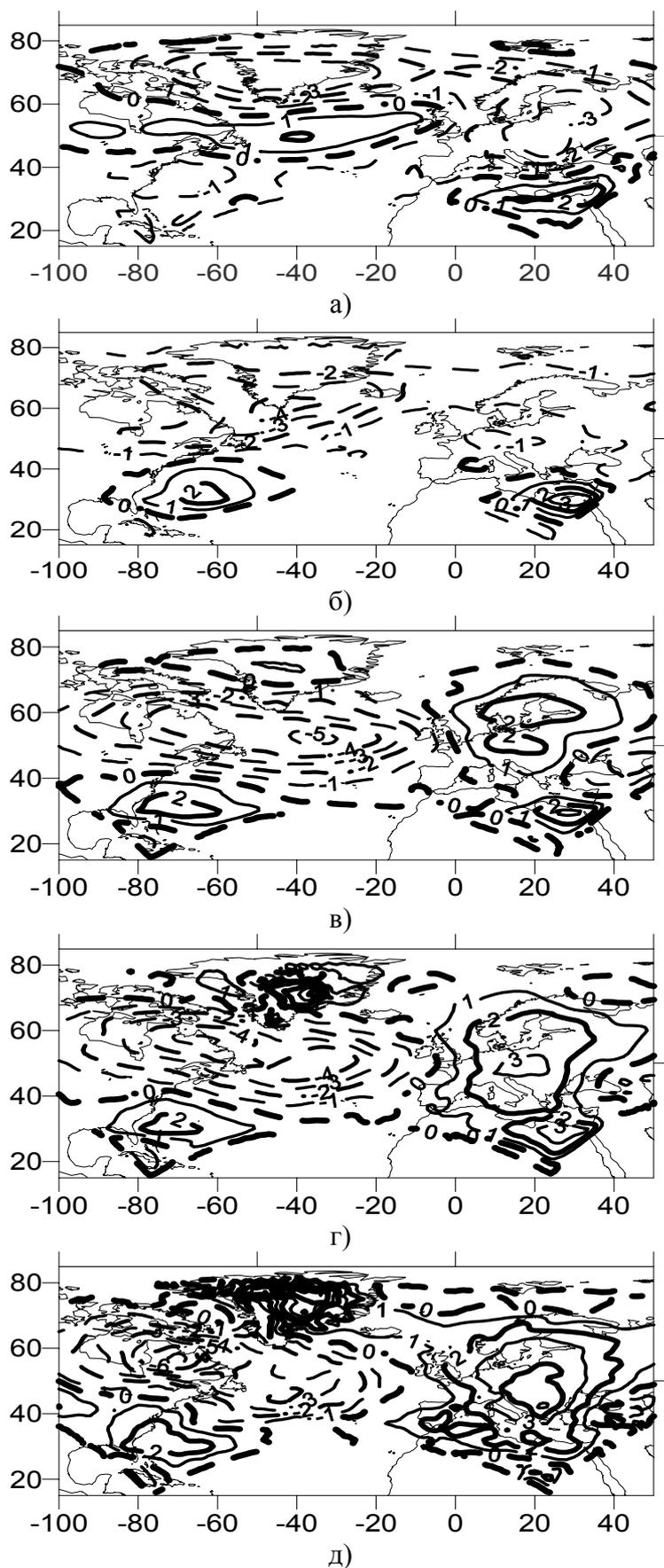


Рисунок 7 - Пространственное распределение систематической ошибки температуры на изобарических поверхностях 200 (а), 300 (б), 500 (в), 700 (г) и 850 (д) гПа.

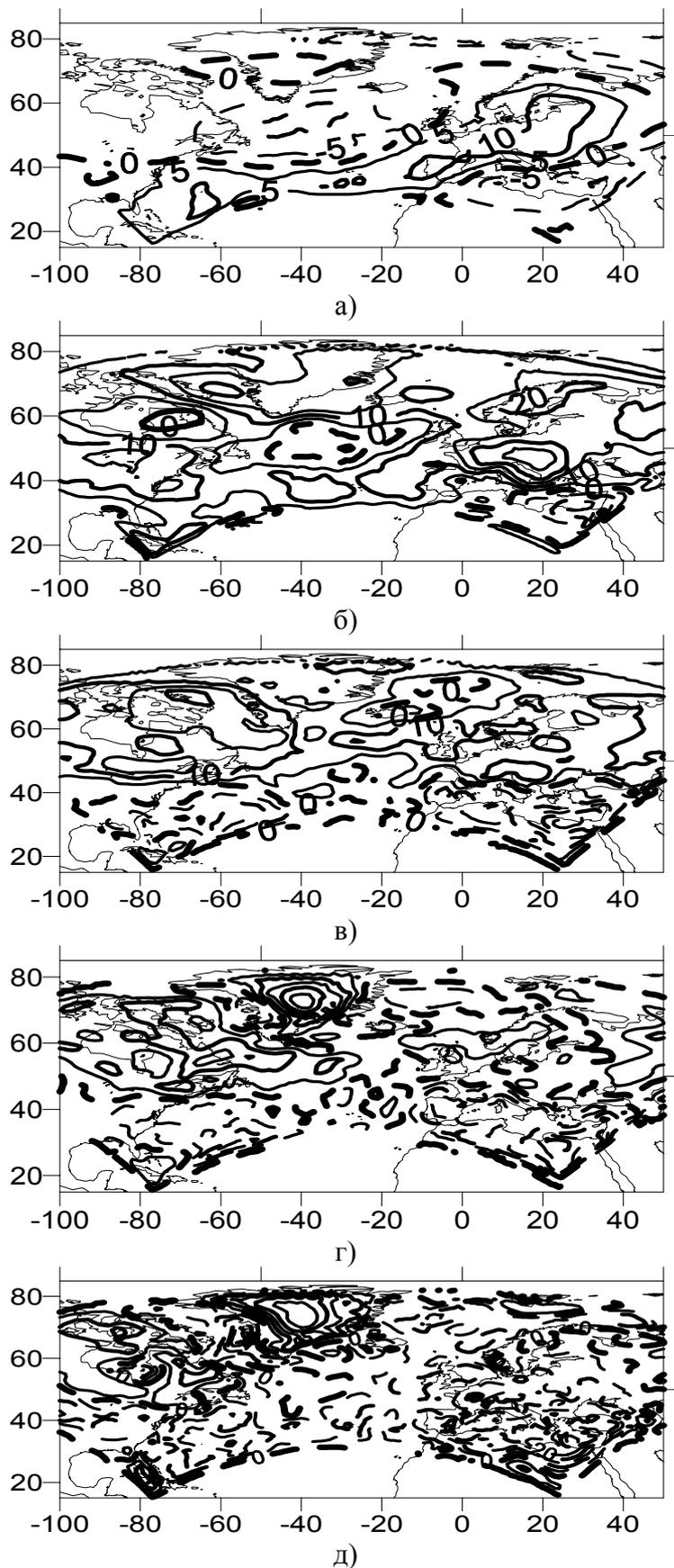


Рисунок 8 - Пространственное распределение систематической ошибки относительной влажности на изобарических поверхностях 200 (а), 300 (б), 500 (в), 700 (г) и 850 (д) гПа.

Спектральные характеристики изменчивости атмосферных полей в модели и ре-анализе. Помимо сведений о величине и знаке систематических ошибок модели и их пространственном и временном распределении, определенный интерес представляют частотные характеристики модели.

Они могут показать, насколько корректно описывается изменчивость атмосферных процессов в модели по сравнению с ре-анализом. На рис.9 показаны энергетические спектры изменчивости геопотенциала на уровне 500 гПа, рассчитанные в точках с максимальными положительными и отрицательными значениями систематической ошибки над Атлантическим океаном и Европейским континентом (рис.6). Результаты приводятся для двух комбинаций модели, наиболее оптимальной 5653 и наименее удачной 5644, в смысле величины отклонения модельных полей от полей ре-анализа.

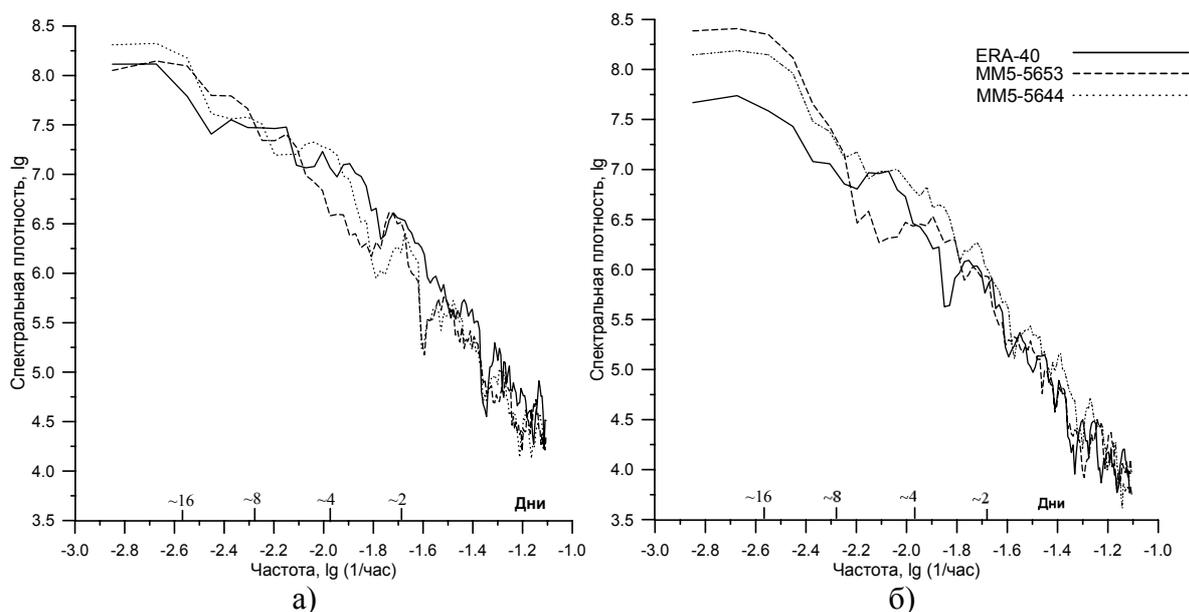


Рисунок 9 - Спектральные характеристики изменчивости геопотенциала на изобарической поверхности 500 гПа в ре-анализе и модели над Атлантическим океаном (а) и Европейским континентом (б).

Спектральные кривые модели и ре-анализа, рассчитанные над океаном, достаточно близки. Небольшие различия наблюдаются в области синоптической изменчивости, где на спектрах модели отмечается провал вблизи двухсуточной изменчивости, который разделяет спектры модели на два пика. На спектре ре-анализа в этой области наблюдается монотонное спадание энергии по частоте.

Спектры, рассчитанные над континентом, имеют более существенные различия. Прежде всего, это относится к низкочастотной области спектра, где спектральная плотность модельной изменчивости почти на порядок выше, чем у ре-анализа. Причем, у считающейся наиболее оптимальной комбинации схем параметризаций расхождение с ре-анализом даже больше. В области синоптической изменчивости (3-7 суток) спектральная плотность у комбинации 5653 перераспределена из более длиннопериодной части этой полосы в более короткопериодную часть, по сравнению с ре-анализом. Другими словами, схемы этой комбинации занижают амплитуду изменчивости с периодами 5-7 суток и завышают ее в диапазоне изменчивости 3-5 суток. У комбинации 5644 плотность спектральной энергии во всем диапазоне синоптической и высокочастотной изменчивости несколько выше по сравнению с ре-анализом.

Таким образом, оценки спектральной плотности атмосферных переменных в модели и ре-анализе позволяют установить способность модели воспроизводить характерную изменчивость атмосферы, наблюдаемую в ре-анализе, а так же, в определенной мере, соотнести величину систематической ошибки модели, описанную выше, с определенными типами процессов.

Заключение. В современной практике расчетов состояния атмосферы принято предоставлять количественные оценки метеорологических элементов, но также и погрешность, с которой эти величины получены [1]. Из-за отсутствия знания истинного состояния атмосферы приходится прибегать к различным методам косвенного оценивания погрешностей. Одним из таких подходов является сравнение результатов прогностических расчетов по модели с полями ре-анализа, построенными на основе краткосрочного прогностического расчета и уточненного с помощью *a posteriori* полученных данных наблюдений. На сегодняшний день наиболее совершенным ре-анализом считается ERA40 европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

В данном проекте исследовались возможности и точность описания состояния атмосферы с помощью модели MM5 в сравнении с ре-анализом ERA40. Расчеты выполнены для области Северной Атлантики и Европейского континента от восточного побережья Северной Америки до Уральских гор. Диагностировались ошибки моделирования полей геопотенциальной высоты, температуры и относительной влажности на стандартных изобарических поверхностях 850, 700, 500, 300, 200 гПа и у подстилающей поверхности.

Результаты расчетов показали, что среди имеющихся в арсенале модели MM5 параметризаций для описания крупномасштабных атмосферных процессов наиболее оптимальной в целом можно считать следующую комбинацию схем: смешанной фазы Рейснера для микрофизических процессов [11, 17]; Каина-Фритча для кучевой конвекции [18]; MRF Хонга-Пена для пограничного слоя атмосферы [16]; и CCM2 для радиационных процессов [20]. Эта же схема имеет наименьшую ошибку расчета полей геопотенциала. Замена схемы CCM2 на RRTM [19] для радиационных процессов незначительно ухудшает общую картину, но при этом лучше воспроизводит поля температуры. Поля относительной влажности, особенно в нижней тропосфере, наилучшим образом моделируются с использованием схем Антея-Куо [17] для кучевой конвекции и схемы Eta Меллора-Ямады [14, 15] для пограничного слоя. Однако при этом поля геопотенциала и температуры искажаются существенно сильнее.

Для пространственного распределения ошибки над моделируемой областью характерны следующие особенности. Основной из них является наличие двух обширных областей модельной ошибки противоположного знака. Над Северной Атлантикой модель переоценивает геопотенциальную высоту и температуры во всем столбе атмосферы, а над Европейским континентом наоборот, занижает значения этих метеорологических величин по сравнению с ре-анализом. Другая область, где модель недооценивает геопотенциал и температуру, располагается над теплой океанской поверхностью в районе Гольфстрима. В отличие от этих двух элементов распределение ошибки в расчетах содержания влаги в атмосфере имеет скорее вертикальную структуру. Так, в пограничном слое в модели содержание влаги завышено, а в свободной атмосфере занижено, т.е. модель перераспределяет влагу из верхней части атмосферы в нижнюю.

Оценки спектральной плотности атмосферных переменных в модели и ре-анализе показали, что модель достаточно хорошо воспроизводит изменчивость атмосферы. Некоторые различия наблюдаются над континентом, где модель интенсифицирует низкочастотную (более 10 суток) изменчивость и перераспределяет интенсивность процессов в области синоптической (3-7 суток) изменчивости.

Структура модельной ошибки в исследуемой области указывает на то, что наиболее вероятными причинами различий между полями модели и ре-анализа могут быть следующие. Во-первых, особенности формирования полей ре-анализа над областями с различной плотностью данных наблюдений. Во-вторых, численные особенности используемой в модели MM5 вертикальной системы координат, неадекватно описывающей динамику атмосферного потока над сложной орографией. В-третьих, недостатки ядра модели, ответственного за описание физических процессов, в частности, потоков тепла через поверхность и взаимодействие атмосферы с различными типами подстилающей поверхности.

На следующих этапах проекта планируется исследовать чувствительность модели к различным типам атмосферной циркуляции и роль обратных связей между крупно и мезо-масштабными процессами при использовании телескопических модельных сеток.

Расчеты выполнены на компьютере Sun Blade 2500 Silver в рамках проекта NATO SfP 981044.

Список литературы

1. *Talagrand O.* Assimilation of observations, an introduction // *J.Meteorol.Soc.Jpn.* 1997. – v.75. – p.191-209.
2. *Simmons A., Hollingsworth A.* Some aspects of the improvement of skill of numerical weather prediction // *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 2002. – v.128. – p.647-677.
3. *Tibaldi S., Palmer T.N., Brankovic C., Cubasch U.* Extended-range predictions with ECMWF models: Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill // *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 1990. – v.116. – p.835-866.
4. *Brankovic C., Molteni F.* Sensitivity of the ECMWF model northern winter climate to model formulation // *Clim.Dyn.* 1997. – v.13. – p.75-101.
5. *Courtier P., Thépaut J.-N., Hollingsworth A.* A strategy for operational implementation of 4DVAR, using an incremental approach // *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 1994. – v.120. – p.1367–1387.
6. *Toth Z., Kalnay E.* Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method // *Mon.Wea.Rev.* 1997. – v.125. – p.3297–3319.
7. *Klinker E.* Investigation of systematic error by relaxation experiments // *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 1990. – v.116. – p.573-594.
8. *Brankovic C., Molteni F.* Seasonal climate and variability in the ECMWF ERA-40 model // *Clim.Dyn.* 2004. – v.22. – p.139-155.
9. *Дымников В.П., Филатов А.Н.* Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 240 с.
10. *Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen I., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J.* The ERA-40 re-analysis // *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 2005. – v.131. – p.2961-3012.
11. *Dudhia J.* A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front // *Mon.Wea.Rev.* 1993. – v.121. – p.1493-1513.
12. *Desroziers G., Ivanov S.* Diagnosis and adaptive tuning of observation error parameters in a variational assimilation // *Q.J.R.Meteorolo.Soc.* 2001. - v.127. - p.1433-1452.

13. Rabier F., Klinker P., Courtier P., Hollingsworth A. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-var). Part II: Structure functions // Q.J.R.Meteorol.Soc. 1998. - v.124. - p.1809-1829.
14. Janjic Z.I. The step-mountain coordinate: Physical package // Mon.Wea.Rev. 1990. – v.118. – p.1429-1443.
15. Janjic Z.I. The step-mountain Eta coordinate model: Further development of the convection, viscous sublayer, and turbulent closure schemes // Mon.Wea.Rev. 1994. – v.122. – p.927-945.
16. Hong S.-Y., Pan H.-L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model // Mon.Wea.Rev. 1996. – v.124. – p.2322-2339.
17. Grell G. A., Dudhia J., Stauffer D.R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5) // NCAR Technical Note, 1994. - NCAR/TN-398+STR. - 117 pp.
18. Kain J. S., Fritsch J.M. The representation of cumulus convection in numerical models. Amer. Meteor. Soc., 1993. - 246 pp.
19. Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // J.Geophys. Res. 1997. – v.102. – p.16663-16682.
20. Hack J. J., Boville B. A., Briegleb B. P., Kiehl J. T., Rasch P. J., Williamson D. L. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2) // NCAR Technical Note. 1993. - NCAR/TN-382+STR. - 120 pp.
21. Auger L. Analysis of surface observations // 15-th Aladin workshop. Bratislava. 6-10 June 2005.
22. Іванов С.В. Особенности восстановления полей вариационными методами над районами с различным разрешением сети наблюдений // Метеорология, климатология и гидрология. 2000. – №40. – с.20-26.

Оцінка систематичної помилки моделі MM5 при різних схемах параметризації. Іванов С.В., Паламарчук Ю.О.

В цій роботі виконується оцінка систематичної помилки кінцево-різницевої регіональної моделі MM5v3.7 при використанні різних схем параметризації процесів в граничному шарі атмосфери, купчастої конвекції, радіаційних та мікрофізичних процесів. Оцінювання здійснюється шляхом порівняння прогностичних полів метеорологічних елементів з полями ре-аналізу ERA40. Одержано характеристики часової еволюції, вертикальні профілі та просторовий розподіл систематичної помилки моделі, також оцінки спектральної щільності основних прогностичних змінних в моделі та ре-аналізі. Запропоновані рекомендації щодо використання різних схем параметризації для чисельного прогнозу метеорологічних елементів.

Ключові слова: систематична помилка моделі, схеми параметризації.

The estimation of systematic error in the MM5 model with different parameterization schemes.

Ivanov S.V., Palamarchuk J.O.

The evaluation of systematic error in the limited area model MM5v3.7 with different parameterization schemes for the atmospheric boundary layer, cumulus, radiation and microphysics is carried out in this work. Estimate is based on the comparison of model forecast variables versus reanalysis ERA40. Systematic error for major atmospheric prognostic variables is described in terms of diagnostics such as the lead-time evolution, spatial distribution, vertical profiles and spectra. Optimal sets of parameterizations schemes for different variables are proposed to use in numerical simulations.

Keywords: models systematic error, parameterizations schemes.

УДК 551.583.2

Я.М. Иваньо, д.т.н.

Иркутская государственная сельскохозяйственная академия

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ И СОБЫТИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В работе рассмотрены вопросы изменчивости экстремальных характеристик тепла и влаги Восточной Сибири. Проанализирована информация за исторический период. Выявлены закономерности изменения рядов значений и событий климатических характеристик. Оценены повторяемости событий.

Ключевые слова: климат, изменчивость, экстремальная характеристика, событие, закономерность, серия, вероятность неоявления события, цикл солнечной активности.

Информация о климатических явлениях. История Восточной Сибири со времен ее освоения землепроходцами насчитывает около 400 лет. В 1618 г. на Енисее воздвигнут Енисейский острог, а затем за менее чем 40-летний период построены ряд острогов на территории нынешней Иркутской области, Республики Бурятия, Читинской области и Республики Саха.

Благодаря значительному количеству летописей о Сибири и Иркутске, история которого по разным версиям насчитывает от 352 до 384 лет, в какой-то степени удалось восстановить ход климатических характеристик за почти 350-летний период [5]. Первые упоминания о природных явлениях можно найти в летописи Лосева А.И., который сообщает о неудачном построении Якутского острога, снесенного в 1621 г. наводнением. В книге Шерстобоева В.Н. приведены свидетельства о неурожае в Илимском воеводстве в 1663 г., вызванных высоким весенним подъемом уровней воды.

Первые факты, зарегистрированные в архивных документах о неблагоприятных природных явлениях территории, связаны с максимальным стоком различного происхождения: дождевые паводки, весеннее половодье, заторы и зажоры. Попытка регулярных наблюдений за температурой воздуха и некоторыми метеорологическими характеристиками осуществлена в период 1744-1747 гг. Канаевым Н.

Первые измерения зимних минимальных температур принадлежат Гмелину И.Г. В 1735 и 1736 гг. Он производил опыты с термометром Делиля в Енисейске и Киренске.

Среди различных характеристик, описывающих состояние природной среды за многолетний период, особое место можно отвести ряду наблюдений с 1720 г. за датами замерзания и вскрытия Ангары, статистическая структура которого близка к структуре ряда минимальных температур воздуха в Иркутске.

Существующая сеть гидрометеорологических станций и постов, на которой производятся регулярные наблюдения, работает стабильно с 30-х годов XX в.

Поскольку максимальный период регулярных наблюдений по отдельным пунктам и характеристикам превышает немногим более 100 лет, то основные сведения, почти 75%, содержатся в летописях, дневниках, исторических монографиях и документах. Свидетельства прошлого включают в себя описания экстремальных природных явлений, к которым относятся наводнения различного происхождения, засухи, необычные ливни, заморозки, грозы, суровые зимы и другие.

В этой работе оценка колебаний климата построена на выявлении закономерностей изменчивости экстремальных характеристик, представляющих собой абсолютные минимальные и максимальные годовые значения температуры и влажности. При этом учитываются особенности природных условий территории

Восточной Сибири, где ярко выражен резко континентальный климат со значительными перепадами температур, сменяемостью сильных и продолжительных засух мощными наводнениями, вызванными снеготаянием, жидкими осадками, осенним и весенним ледоходами. Исследуемый регион охватывает Иркутскую область и часть территорий Республики Бурятия, Читинской области и Красноярского края. Площадь выделенной зоны с координатами 98-114° в.д. и 52-62° с.ш. составляет более 1,3 млн. км².

Выявлением закономерностей многолетней изменчивости температур, осадков, стока рек Восточной Сибири занимались многие исследователи. В их числе Шостакович В.Б., Вознесенский А.В., Афанасьев А.Н., Резников А.П., Дружинин И.П. и др. [1, 2, 5-7]. Подавляющее большинство трудов по исследованию климата посвящено рассмотрению годовых и сезонных значений температурных и влажностных характеристик.

Ответить на вопрос о колебании климата за почти 400-летний период невозможно без систематизации и анализа экстремальных характеристик и комплексного их рассмотрения [4]. В качестве информации о временных изменениях состояния природной среды рассмотрены хронологические последовательности минимальных и максимальных температур воздуха и почвы, наибольших и наименьших уровней и расходов воды, максимальных суточных осадков, дат вскрытия и замерзания рек, максимальных уровней заторных и зажорных явлений, глубин проникновения 0° в почву и другие. Как дополнительный материал использованы сведения о годовых и месячных температурах, осадках и биологической урожайности. Перечисленные характеристики описывают многолетние изменения состояния почвы, водной среды и приземной атмосферы.

При анализе гидрометеорологических рядов использованы материалы более 40 станций и постов. Эти систематизированные данные имеют следующие недостатки: различная продолжительность рядов по пунктам наблюдений и характеристикам, неоднородность и недостаточность.

Изменчивость характеристики воздуха и почвы. Поскольку Восточная Сибирь отличается резко континентальным климатом, интерес вызывают колебания зимних минимальных температур. В 1915 г. зарегистрирована наименьшая зимняя температура за период существования метеорологического пункта наблюдений в Иркутске - -50.2°С. Исследование срочных данных позволило получить связи между усредненными и абсолютными значениями температуры по данным 1891-2006 гг. В частности, уравнение, описывающее связь мгновенных минимальных температур и их осредненных значений за 6 ч по данным Иркутска, имеет вид

$$y=1.055x+0.655. \quad (1)$$

В этом выражении

x – абсолютная минимальная зимняя температура, °С;

y – осредненное значение наименьших показаний термометров за 6ч.

Коэффициент детерминации связи равен 0.89. Увеличение периода усреднения приводит к ослаблению связей между мгновенной минимальной температурой и значениями заданной продолжительности.

Наибольшая асинхронность наблюдается между многолетними колебаниями абсолютного минимума температуры и усредненной годовой температурой. При этом в отличие от наибольших летних температур зимние показания вносят наибольший вклад в годовые величины. Дисперсия минимальных зимних температур превышает

аналогичный параметр максимальной летней температуры. Причем продолжительность зимнего периода превышает летний отрезок времени примерно на 40%.

В ряде работ автора статьи исследована пространственно-временная изменчивость многолетней минимальной зимней температуры. По информации о весенних ледоходах на Лене, датах вскрытия и замерзания Ангары и фрагментарных историко-архивных сведениях о срочной минимальной зимней температуре Иркутска в начале и середине XIX в. реконструирована температура за почти 200-летний период. Восстановлены события о минимальной температуре воздуха продолжительностью около 300 лет. События представляют собой температуры ниже некоторой отметки. В качестве таковой принята температура воздуха t_c , не превышающая значение

$$t_c = \bar{t} - \sigma / 2, \quad (2)$$

где

\bar{t} - среднее значение минимальной температуры воздуха за многолетний период, °С;
 σ - ее среднее квадратическое отклонение. Для Иркутска минимальная зимняя температура переходит в разряд события при -41°C .

При анализе событий многолетний период разделен на отрезки времени, соответствующие примерно 10-летнему периоду. Применение авторегрессионного анализа к ряду минимальных температур, объединяющих множество пунктов наблюдений на территории Восточной Сибири, и определение интервалов с наиболее вероятными связями характеристики низких температур по данным отдельных метеорологических рядов показало, что отрезки 11-летних циклов солнечной активности могут быть использованы для анализа группировок событий минимальных температур. Кроме того, в ряде работ автора показано, что имеет место связь между минимальными зимними температурами и максимальными годовыми индексами чисел Вольфа и индексами максимальной мощности 11-летнего цикла.

Разделение многолетнего периода на отрезки, соответствующие 11-летним циклам солнечной активности, имеет недостатки и преимущества. Во-первых, пока не создано строгого теоретического обоснования солнечно-земных связей. Во-вторых, 11-летние циклы солнечной активности не постоянны, колеблясь в диапазоне от 9 до 14 лет между минимальными значениями чисел Вольфа. Вместе с тем 11-летние циклы имеют физическое обоснование и довольно детально изучены. Более того, комплекс гидрометеорологических характеристик лучше рассматривать в пределах заданных, а не плавающих интервалов. Другими словами, автор придерживается гипотезы о неоднородности многолетних гидрометеорологических рядов экстремальных характеристик и возможности их разделения на хронологические последовательности, соответствующие 11-летним циклам солнечной активности.

В некоторые эпохи события природных экстремальных характеристик формируются группами или сериями, а в другие – не проявляют себя. На рис.1 показаны события минимальной температуры воздуха N_t и продолжительности свободного ото льда русла N_T на Ангаре у Иркутска в пределах 11-летних циклов солнечной активности с 1724 по 2005 гг. Период начинается с цикла -2 , а завершается значением 23 согласно нумерации, предложенной в Цюрихе.

Обращает на себя внимание проявление серий холодных зим в первые десятилетия XIX и XX вв. и их незначительное количество в предшествующих циклах. Это особенно заметно для 22-го цикла, в котором холодные зимы отсутствовали.

По информации ряда минимальных температур t_{min} за 200-летний период можно сделать вывод, что линейный тренд в их изменении отсутствует. Процесс колебания зимней минимальной температуры носит волнообразный характер. В пределах первых

10-20 лет начала века наблюдаются серии холодных зим. Особо низкие минимальные температуры зарегистрированы в начале 10-х годов. 100-летние периоды делимы на 33-летние циклы, на конечных отрезках которых проявляется событие. Низкие минимальные температуры наблюдались и в точках, соответствующих примерно 2/3 от начала 33-летнего цикла. Заметим, что выявленные закономерности подтвердились в начале XXI в. В 2001 г. зарегистрирована минимальная температура -42.9° , находившаяся на уровне значения 1969 г. Если выявленные закономерности, имевшие место за последние 200 лет, не будут нарушены, то в 10-е годы XXI в. высока вероятность формирования холодных зим в Восточной Сибири.

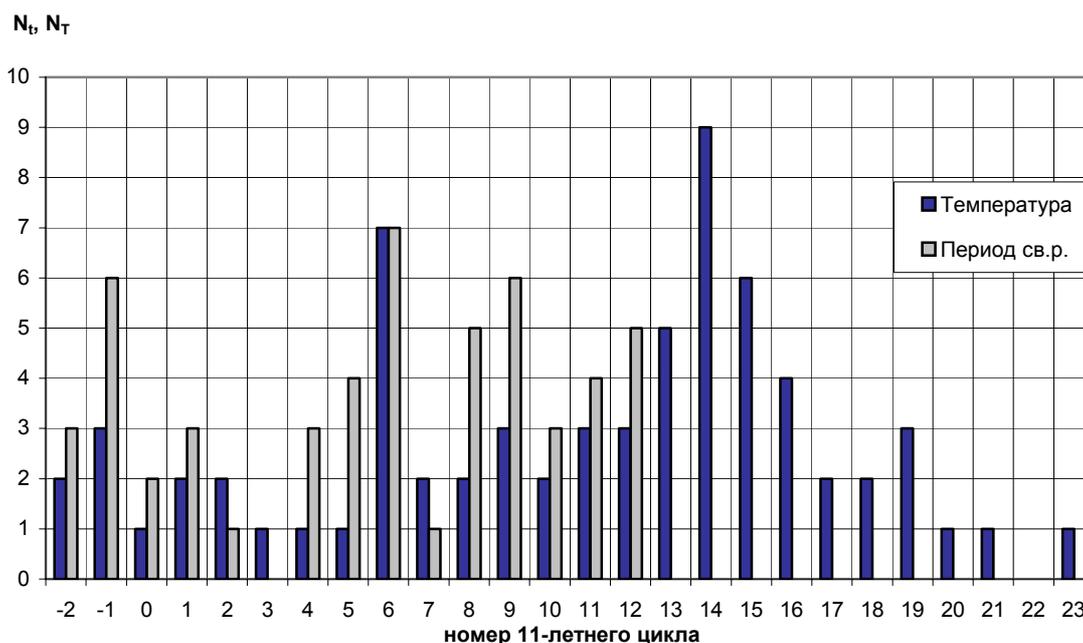


Рисунок 1- Распределение событий минимальных температур и периодов свободного русла Ангары у Иркутска в 11-летних циклах солнечной активности за 1724-2005 гг.

Колебания низкой минимальной температуры в Иркутске, как правило, соответствуют процессам формирования холодных зим на территории региона, что подтверждает удовлетворительная связь между рядами температур этой станции и группой пунктов наблюдений территории Восточной Сибири.

Пространственно-временная изменчивость температур поверхности почвы обычно повторяет колебания температур воздуха.

Из экстремальных параметров, характеризующих влагу атмосферы, можно выделить максимальные суточные осадки x_m и осадки наибольшей продолжительности x_T . С ними связано формирование, прежде всего, другой экстремальной характеристики – максимального расхода дождевого паводка. В отличие от западных регионов России, где сильные ливневые осадки являются нормой, для Восточной Сибири их интенсивность и частота значительно ниже.

События максимальных суточных осадков, представляющие собой значения, превышающие величины обеспеченностью 16%, не обладают закономерностями, характерными для зимней минимальной температуры. Характеристика вариации рядов x_m в несколько раз выше аналогичного параметра минимальной температуры. Эмпирические кривые обеспеченности обычно соответствуют аналитическим выражениям гамма- и логнормального законов распределения вероятностей. Связи

рядов метеорологической характеристики по территории незначительны или отсутствуют. Эпохи появления серий событий x_m не совпадают с периодами группировок событий t_{min} . Вместе с тем в годы формирования теплых зим наблюдаются высокие максимальные суточные осадки.

Максимальные суточные осадки x_m слабо связаны с месячными значениями. Отсутствуют связи между x_{max} и осадками за теплый и холодный периоды. Если для зимней минимальной температуры коэффициенты корреляции подобных связей значимы, то для максимальных суточных осадков они фактически отсутствуют. Для некоторых пунктов, например, Иркутска и Нижнеудинска за 1902-2005 гг., имеют место тренды событий характеристики с незначительными коэффициентами детерминации 0.11 и 0.16. При этом незначительное увеличение событий на юге сменяется их слабым уменьшением на севере.

Колебания максимального стока. Тенденция изменения многолетней минимальной температуры холодных зим аналогична ходу весенних наводнений, вызванных ледоходами на Лене. Как правило, в эпохи появления событий минимальной температуры, наблюдаются значительные подъемы уровня воды, связанные с забивкой русел льдом. По данным об уровнях воды Лены у Киренска, вызванных заторами, и минимальной температуре в Иркутске определена связь

$$H = -22.1t_{min} - 359, \quad (3)$$

где H – уровень воды, см;

t_{min} – минимальная температура, °С.

Коэффициент детерминации уравнения составляет 0.44.

При использовании полинома второй степени параметр связи увеличивается до 0.51:

$$H = 1.41t_{min}^2 + 95.6t_{min} + 2073. \quad (4)$$

Вероятнее всего квадратичная зависимость более обоснована, поскольку связь между переменными явно выражена в области высоких уровней и соответственно очень низких температур.

Наличие связи между характеристиками H и t_{min} использовано для восстановления событий минимальной температуры воздуха, поскольку ряд лет, в которых наблюдались мощные заторные наводнения на Лене, является наиболее продолжительным, составляя почти 350 лет.

В бассейнах рек Ангары и Лены формируются высокие дождевые паводки и весенние половодья, достигающие в отдельные годы катастрофических размеров. В верхних частях бассейнов максимальные расходы дождевых паводков превосходят аналогичные значения весенних половодий. Линия, разделяющая бассейны рек на две зоны по происхождению максимального стока, не является постоянной, перемещаясь в пространстве в зависимости от изменений климатических условий.

Рассчитано распределение событий максимального стока дождевых паводков и весеннего половодья в интервалах, соответствующих 11-летним циклам солнечной активности по данным средних рек Ангарского бассейна за период 1903-2005 гг. В качестве критерия гидрологического события принята обеспеченность 16% [3].

Согласно систематизированной информации наблюдается тренд уменьшения событий дождевых паводков с коэффициентом детерминации 0.29. Обратная

тенденция характерна для событий весеннего половодья, которая возрастает. Однако уравнение регрессии не значимо.

Ход суммарных летних максимальных расходов воды отличается от многолетних колебаний событий. Тренд суммарного летнего максимального стока хотя и убывает, но является не значимым (коэффициент детерминации равен 0.021). Вместе с тем суммарный максимальный расход воды определен в эпоху экстремального числа событий (1945 - 1954 гг.).

Эпоха появления наибольшего числа событий весеннего половодья явно не совпадает с периодом максимального количества событий дождевых паводков. Как правило, колебания высокого максимального стока дождевых паводков в южной части Восточной Сибири происходит асинхронно с изменениями характеристики на севере.

Начиная с 1934 г. зарегистрировано по одному катастрофическому дождевому паводку на средней реке Ангарского и Ленского бассейнов в каждом 11-летнем цикле солнечной активности. Определенные максимальные расходы являются непревзойденными за период наблюдений. Между наименьшими минимальными температурами в 11-летних циклах солнечной активности и широтами центров выдающихся дождевых паводков S найдена слабая корреляционная зависимость с коэффициентом детерминации 0.15.

Чем холоднее зима, тем вероятнее формирование высоких дождевых паводков на реках южных бассейнов. И, наоборот, теплые зимы могут быть индикаторами проявления выдающегося летнего максимального стока на севере.

Повторяемость событий. Из описаний колебаний экстремальных характеристик климата следует, что многолетнее изменение тепла имеет волнообразный характер. По данным почти 350-летнего периода можно констатировать, что на территории Восточной Сибири формируются группировки холодных зим. По метеорологическому ряду минимальных температур Иркутска за 200-летний период события этой характеристики наблюдались в первые десятилетия начала XIX и XX вв.

На рис. 2 приведены вероятностные кривые непоявления событий минимальной температуры воздуха, максимальных суточных осадков и максимальных расходов дождевых паводков. Для описания отсутствия событий в пределах различных интервалов использованы следующие кривые распределения вероятностей – экспоненциальная, Ахманова С.А. и Раунера Ю.Л.:

$$p = e^{-n}; \quad (5)$$

$$p = \frac{1}{(1 + 0,5n)^2}; \quad (6)$$

$$p = \frac{1}{(1 + n)}, \quad (7)$$

где p – вероятность непоявления события,

n – среднее число событий.

Вероятности отсутствия событий рассчитаны по данным Иркутска за период 1902-2005 гг. Если для минимальной температуры они характеризуют изменение холодных зим фактически всей рассматриваемой территории, то экстремальные характеристики осадков и максимального стока дождевых паводков описывают колебания влаги на юге Иркутской области. В качестве событий приняты значения с обеспеченностью не выше 16%.

Полученные результаты статистической обработки экстремальных характеристик температуры воздуха и влагосодержания показывают, что наибольшее

отклонение эмпирических точек от экспоненциальной кривой распределения вероятностей не появления событий наблюдается для минимальной температуры воздуха. Наиболее близко к экспоненте расположены вероятности не появления событий максимальных суточных осадков. Другими словами, аналитическое выражение (6) соответствует вероятностям не появления событий t_{min} , а формула (5) – значениям p характеристики x_m .

Появления событий минимальной температуры девяти 11-летних циклов солнечной активности условно делимо на три части. Первые 3 цикла (1902-1933 гг.) характеризуются проявлением мощных группировок холодных зим. В следующих трех циклах (1934-1964 гг.) количество событий минимальных температур заметно уменьшается. И, наконец, в период 1965-1996 гг. количество холодных зим достигает наименьшего значения. Последний 11-летний цикл по данным о минимальной температуре является значительно холоднее предыдущего периода. Наименьшее значение t_{min} понизилось на -4.7°C .

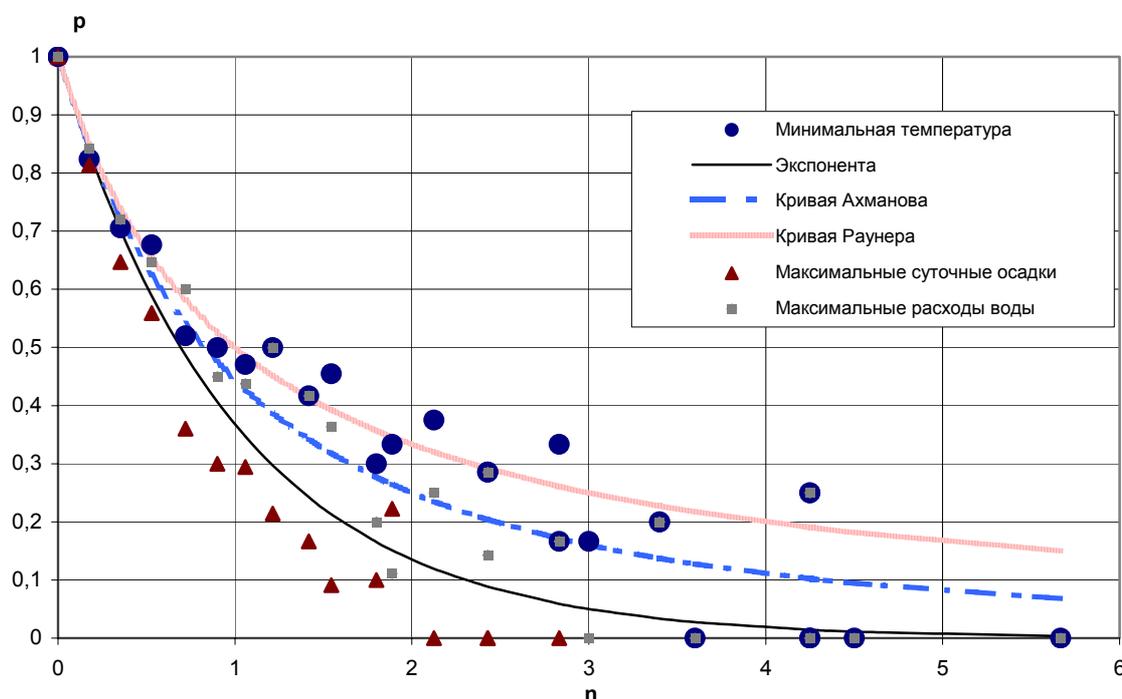


Рисунок 2 - Вероятностные кривые не появления событий минимальной температуры, максимальных суточных осадков и максимальных расходов дождевых паводков по данным Иркутска за 1902-2005 гг.

Обычно серия событий экстремальных характеристик влаги не появляется в эпохи формирования группировок холодных зим. По информации гидрометеорологических пунктов наблюдений серии высоких максимальных расходов и суточных осадков запаздывают относительно холодных зим.

На основе корреляционного анализа определены оптимальные периоды смещения группировок экстремальных характеристик относительно друг друга. Коэффициент детерминации достиг наибольшего значения при смещении высоких максимальных расходов относительно группировок холодных зим на три 11-летних цикла, составив 0.68. На такой же период смещены серии максимальных суточных осадков относительно событий максимальных расходов воды. В этом случае коэффициент детерминации рядов группировок этих характеристик равен 0.52.

Выводы. Основной вывод, который следует из рассмотрения многолетних колебаний экстремальных характеристик холода и влаги заключается в том, что в определенные эпохи формируются мощные серии событий. Вероятнее всего интервал появления события является началом некоторого однородного периода, в пределах которого имеют место определенные закономерности. Этот период длится до начала формирования новой группировки событий, а затем начинается новый период. Для территории Восточной Сибири по данным почти за 350-летний период имеют место вековые периоды похолоданий. Заметим, что в пределах прошлого века в конце 80-х и начале 90-х годов наблюдались группировки теплых зим. При этом зимние минимальные температуры достигали показаний, не имевших аналогов за период наблюдений. Текущий 23-ий цикл солнечной активности характеризуется похолоданием, хотя не отличается мощными группировками событий.

В пределах двух полных последних 11-летних циклов наблюдались резкие колебания высокого стока. На малых реках отсутствовали дождевые паводки, чего не было зарегистрировано на протяжении существования гидрологических постов. В регионе имели место сильные засухи. Как правило, на реках формировались локальные выдающиеся дождевые паводки. И только в 23-м 11-летнем цикле в бассейнах рек Ангары образовался региональный дождевой паводок.

Колебания высокого максимального стока на юге Иркутской области связано с заполнением Братского водохранилища. По полученным результатам исследований похолодание положительно скажется на увеличении притока поверхностных вод, поскольку величины максимального стока возрастут, и увеличится вероятность формирования событий.

Рассмотрение многолетних изменений биологической урожайности зерновых и высокого максимального стока показало, что в период формирования выдающихся дождевых паводков имеет место высокий показатель сельскохозяйственной характеристики.

Список литературы

1. *Водные ресурсы* и водный баланс бассейна реки Ангары/ Степанов Ю.Г., Гета Р.И., Синюкович В.Н., Беляков В.И., Лексакова В.Д. - Новосибирск: Наука, 1983.- 254 с.
2. *Дружинин И.П., Смага В.Р., Шевнин А.Н.* Динамика многолетних колебаний речного стока. - М.: Наука, 1991. - 176 с.
3. *Иваньо Я.М.* Моделирование притока в Братское водохранилище в периоды формирования дождевых паводков //Пути решения водных проблем Прибайкалья и Забайкалья: Тр. ВСО Академии проблем водохозяйственных наук, вып.1. - Иркутск: ИСЭМ СО РАН, 2002. - С.28-41.
4. *Иваньо Я.М.* Подходы и методы описания экстремальных климатических явлений для решения прогностических задач //Труды Всероссийской конференции «Математические и информационные технологии в энергетике, экономике, экологии».- Иркутск: ИСЭМ СО РАН, 2003. Ч.1. - С. 45-53.
5. *Иваньо Я.М.* Экстремальные природные явления исторического прошлого на территории Иркутской области. - Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1997. - 96 с.
6. *Иваньо Я.М., Людвиг М.Г.* Обобщение данных о выдающихся летних наводнениях на реках Ангарского бассейна // Водные ресурсы. - 1991. - №2. - С. 17-21.
7. *Изменчивость климата* Европы в историческом прошлом. - М.:Наука, 1995.- 224с.

Мінливість екстремальних значень і подій кліматичних характеристик Східного Сибіру.

Іваньо Я.М.

У роботі розглянуті питання мінливості екстремальних характеристик тепла й вологи Східного Сибіру. Проаналізовано інформацію за історичний період. Виявлено закономірності зміни рядів значень і подій кліматичних характеристик. Оцінено повторюваність подій.

Ключові слова: *клімат, мінливість, екстремальна характеристика, подія, закономірність, серія, імовірність відсутності події, цикл сонячної активності.*

Changeability of extreme values and events of climatic characteristics of East Siberia. Ivanyo Y. M.

The questions of changeability of extreme characteristics of heat and moisture in East Siberia are considered in work. Information for history period is analyzed. Conformities to the law of change of rows of values and events of climatic parameters are exposed. Repetitions of events are estimated.

Key words: *climate, changeability, extreme description, event, conformity to the law, series, probability of absence of event, cycle of sun activity.*

УДК 63:551.5:633.11:551.583

Польовий А.М., д.г.н.,

Одеський державний екологічний університет,

Кульбіда М.І., к.г.н., Адаменко Т.І., к.г.н.,

Український гідрометеорологічний центр,

Трофімова І.В., к.ф.-м.н.,

Український інститут досліджень навколишнього середовища та ресурсів

МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА АГРОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ВИРОЩУВАННЯ ТА ФОТОСИНТЕТИЧНУ ПРОДУКТИВНІСТЬ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ В УКРАЇНІ

Розглядаються зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий та весняно-літній періоди за різними сценаріями зміни клімату та їх вплив на фотосинтетичну продуктивність культури.

Ключові слова: *фотосинтетична продуктивність, зміна клімату, кліматичні сценарії, модель, приріст, оцінка, урожай, озима пшениця.*

Постановка проблеми. Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є вирішення агрометеорологічної задачі – оцінки зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їх продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідне прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, обумовлених змінами клімату. В зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України в значній мірі буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур, серед яких найбільш поширеними є посіви озимої пшениці.

Аналіз останніх досліджень та публікацій з проблеми. Результати розрахунків за різними кліматичними сценаріями показують, що процес зміни глобального клімату, який намітився, може привести до підвищення середньої річної температури повітря на 2-4 °С у Північній півкулі вже у 2025-2030 рр.

Моделювання впливу зміни клімату на продуктивність сільськогосподарських культур спирається, з одного боку, на побудову математичних моделей продукційного процесу, які враховують вплив факторів довкілля на формування продуктивності агроєкосистем, з іншого, – на отримані різними способами кліматичні сценарії, що проектуються на період вегетації культурних рослин.

Результати досліджень продукційного процесу рослин дозволяють судити про вплив підвищених концентрацій CO₂ в атмосфері на фотосинтетичний апарат, хімічний склад біомаси, параметри росту, розподіл асимілятів, морфогенез, швидкість розвитку рослин, показники стійкості до стресових умов [1, 2]. Найбільш однозначною реакцією рослин на тривале вирощування при підвищеному вмісті CO₂ в атмосфері є збільшення площі їхньої листкової поверхні, зменшення відношення площі листя до сухої маси рослини, збільшення рівня чистої продуктивності фотосинтезу та відносної швидкості

росту сухої біомаси, особливо в період вегетативного росту [3]. Відзначається також вплив підвищених концентрацій CO₂ на ефективність використання води рослинами та їх стійкість до водяного стресу [4].

Дослідження впливу зміни клімату на майбутні агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур звичайно виконуються на основі якого-небудь сценарію зміни клімату. Найчастіше використовуються сценарії, в основу яких входять розрахунки за моделями загальної циркуляції атмосфери і палеокліматичної реконструкції.

Слід зазначити, що дослідження впливу зміни глобального клімату на сільське господарство уже охопили значний ареал розповсюдження світових продовольчих культур [5].

Зупинимось більш детально на дослідженнях, виконаних стосовно зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур на Європейському континенті.

В умовах Скандинавії та Ісландії потепління клімату повинно призвести до підвищення рівня температурного режиму за період вегетації, збільшення приходу сонячної радіації і збільшення концентрації CO₂ та збільшення тривалості періоду вегетації культурної рослинності [6]. Підвищення температури та збільшення кількості опадів у північно-західній Європі призведе до зростання витрат води на сумарне випаровування, суттєво зменшиться тривалість періоду вегетації сільськогосподарських культур [7]. Поєднання підвищення температури і концентрації CO₂ в умовах Нідерландів [8] та в Німеччині [9] призведе до змін агрокліматичних умов вирощування зернових культур. Значне скорочення періоду вегетації при потепленні передбачається в умовах Словенії [10], Болгарії та Австрії [11]. В середземноморському регіоні передбачається аридизація клімату [12].

В умовах Білорусі потепління клімату призведе до погіршення умов зволоження ґрунтів та збільшення випаровуваності [13]. Для умов Росії [14-19] прогнозується значне зміщення меж природних зон на півночі та зменшення продуктивності зернових. Відзначається [18, 19], що до 2030 року почастишають посушливі явища вегетаційного періоду і несприятливі умови перехідних сезонів (весна і осінь). Це призведе до збільшення втрат урожаю практично всіх традиційних культур.

Таким чином, отримано досить багато оцінок впливу глобальної зміни клімату на світове сільське господарство як на глобальному, так і на регіональному рівнях, які потребують узагальнення та критичного підходу до інтерпретації результатів.

Мета дослідження. Основною метою дослідження є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці та їх впливу на фотосинтетичну продуктивність культури в зв'язку з можливою зміною клімату за різноманітними сценаріями зміни клімату України.

Для досягнення цієї мети вирішувались наступні основні задачі:

- оцінка зміни агрокліматичних умов осінньої вегетації, перезимівлі та весняно-літньої вегетації озимої пшениці при різних сценаріях зміни клімату;
- оцінка фотосинтетичної продуктивності озимої пшениці за умови реалізації різних сценаріїв зміни клімату.

Методи і матеріали. Для вирішення задачі моделювання впливу зміни клімату на продуктивність озимої пшениці в Україні використовувались кліматичні сценарії, які проектувались на період вегетації культури, а також модель формування урожаю озимої пшениці, яка дозволяє кількісно оцінити реакцію рослин на зміну агрокліматичних умов їх вирощування.

Кліматичні сценарії. Як сценарії зміни кліматичних параметрів, нами були використані опубліковані в [20] результати побудови сценаріїв зміни клімату в Україні:

– розрахунків змін кліматичних показників за стаціонарними моделями загальної циркуляції атмосфери, які досліджують реакцію кліматичної системи на подвоєння вмісту CO₂: *GFDL* (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США); *UKMO* (модель Метеорологічного бюро Сполученого Королівства);

– сценаріїв зміни температури повітря і кількості атмосферних опадів в Україні на основі результатів розрахунків за нестационарною моделлю, у якій моделюється відгук на поступове (як більш реалістичне) зростання вмісту парникових газів на 30 % (модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США – *GFDL-30 %*).

При побудові сценаріїв зміни клімату в Україні [20] була проведена інтерполяція даних модельних розрахунків у місцях розташування метеорологічних станцій і комбінуння цих даних з даними реальних метеорологічних спостережень. В результаті цього отримані характеристики зміни температури повітря і суми опадів для календарних місяців і для різних природно-кліматичних зон України: Полісся, Лісостепу і Степу. В середньому для території України ці дані наведені нами в табл. 1. Відповідно до цих сценаріїв за умови подвоєння вмісту CO₂ в атмосфері температура повітря в Україні підвищиться в усі сезони року. Найбільш істотно температура повітря зросте навесні. Кількість атмосферних опадів в середньому по Україні також буде збільшуватися. В окремі сезони це збільшення може перевищувати 20 %.

Для оцінки зміни агрокліматичних умов осінньої вегетації, перезимівлі і весняно-літньої вегетації озимої пшениці за різними сценаріями зміни клімату нами розглядалася зміна характеристик температури повітря і суми опадів у порівнянні з базовою кліматичною нормою за період 1961–1990 рр.

Модель формування урожаю озимої пшениці. Для оцінки реакції культури озимої пшениці на зміну агрокліматичних умов вирощування в зв'язку зі зміною клімату нами застосовувалася модель формування урожаю озимої пшениці [21-23]. В основі цієї моделі лежить система рівнянь радіаційного, теплового і водного балансів і балансу біомаси (вуглеводів та азоту) у рослинному покриві.

Моделюються радіаційний, тепловий і водний режими системи ґрунт – рослина – атмосфера, режим мінерального живлення рослин та вплив цих режимів на процеси фотосинтезу і дихання рослин, поглинання вологи й елементів мінерального живлення кореневою системою рослин, росту і розвитку рослин, фотосинтетичну продуктивність посівів озимої пшениці.

Основою біологічної частини моделі є моделювання *приросту біомаси рослин*. Він розглядається як баланс вуглеводів (продуктів фотосинтезу і розпаду старіючих тканин, витрат на дихання) і білків (поглинання азоту з ґрунту, продуктів розпаду тканин, витрат на відновлення життєдіяльних структур тканин) на кожному часовому кроці

$$\frac{dm}{dt} = \Phi + C_{hydr} - R + N_{abs} + N_{hydr} - N_{sen}, \quad (1)$$

де $\frac{dm}{dt}$ – приріст біомаси рослин;

Φ – сумарний фотосинтез рослин;

C_{hydr} – маса вуглеводів, що утворюються при розпаді старіючих тканин;

R – витрати вуглеводів на дихання;

N_{abs} – кількість поглиненого з ґрунту азоту;

N_{hydr} – кількість азоту, що утвориться при розпаді білків;

N_{sen} – витрати на відновлення білків.

Таблиця 1 – Розрахункові зміни величин температури повітря ΔT та опадів P в середньому по Україні, отримані на основі моделей загальної циркуляції атмосфери [20]

Показник	Місяць												Середня за рік
	січень	лютий	березень	квітень	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень	листопад	грудень	
Сценарій <i>GFDL-30 %</i> (період 2030–2040 рр.)													
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	3,79	2,16	3,71	1,99	1,12	1,87	0,63	2,25	2,42	2,56	1,68	2,53	2,22
P , відн. од.	0,95	1,15	1,25	0,89	1,20	1,27	1,48	0,96	0,80	0,95	1,20	0,93	1,07
Сценарій <i>GFDL</i>													
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	1,99	4,66	5,00	5,59	3,92	4,20	4,81	4,89	3,12	3,54	5,82	5,24	4,40
P , відн. од.	1,09	1,38	1,20	1,01	1,05	1,08	1,24	1,12	1,55	1,10	1,21	1,04	1,14
Сценарій <i>UKMO</i>													
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	5,85	8,07	7,93	8,00	4,02	3,67	3,85	3,99	4,03	5,11	5,85	5,83	5,52
P , відн. од.	1,05	1,33	1,01	1,04	1,10	1,00	1,15	1,29	1,02	0,88	1,36	1,15	1,09

Процес фотосинтезу листя опишемо формулою [24, 25], у якій крім таких факторів зовнішнього середовища як фотосинтетично активна радіація і концентрація CO_2 в атмосфері, враховується також вплив на фотосинтез рівня мінерального живлення, фази розвитку рослин, температурного режиму і вологозабезпеченості рослин [21]:

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{1/\Phi_{pot}K_{\Phi}(N_{str}^L) + 1/a_C C_0 + 1/a_{\Phi}\Pi} \min\left\{\alpha_{\Phi}, \Psi_{\Phi}, \frac{ET}{ET_{pot}}\right\}, \quad (2)$$

де Φ_{pot} – інтенсивність потенційного фотосинтезу;

a_C – нахил вуглецевої кривої фотосинтезу;

C_0 – концентрація CO_2 в атмосфері;

a_{Φ} – нахил світлової кривої фотосинтезу;

Π – поглинена рослинним покривом фотосинтетично активна радіація;

α_{Φ} – онтогенетична крива фотосинтезу;

Ψ_{Φ} – температурна крива фотосинтезу;

$K_{\Phi}(N_{str}^L)$ – коефіцієнт забезпеченості рослин елементами мінерального живлення;

ET – сумарне випаровування,

ET_{pot} – випаровуваність.

При стресових умовах і старінні рослин відбуваються процеси розпаду тканин. Опишемо ці процеси рівняннями кінетики ферментативного каталізу. При досить високій концентрації субстрату швидкість розпаду може бути описана рівнянням реакції нульового порядку, а при досить низькій – рівнянням реакції першого порядку

$$\frac{dC_{hydr}}{dt} = K_{hydr}^0 K_{hydr}(T_a) K_{hydr}(W) \quad \text{при} \quad C \geq C_{crit} \quad (3)$$

і

$$\frac{dC_{hydr}}{dt} = K_{hydr}^1 K_{hydr}(T_a) C K_{hydr}(W) \quad \text{при} \quad C < C_{crit}, \quad (4)$$

де K_{hydr}^0 – константа швидкості реакції нульового порядку;

K_{hydr}^1 – константа швидкості реакції першого порядку;

$K_{hydr}(T_a), K_{hydr}(W)$ – функції впливу температури повітря T_a і вологості ґрунту W на швидкість розпаду старіючих тканин;

C_{crit} – критична кількість вуглеводів, яка визначає початок реакції розпаду як реакції першого порядку;

C – кількість вуглеводів старіючих тканин.

Витрати на дихання росту і дихання підтримки моделюються з використанням концепції [26] з врахуванням зміни інтенсивності дихання в онтогенезі [21] і під впливом температури повітря [27]

$$\frac{dR}{dt} = \alpha_R \left[C_G \frac{dm}{dt} + C_m m \varphi_R \right], \quad (5)$$

де α_R – онтогенетична крива дихання;
 C_G – коефіцієнт витрат на дихання росту;
 C_m – коефіцієнт витрат на дихання підтримки;
 m – маса рослин;
 Φ_R – температурна крива дихання.

Процес поглинання азоту рослиною з ґрунту йде активним шляхом і пасивним – винесенням азоту в процесі транспірації

$$\frac{dN_{abs}}{dt} = \frac{N_{abs}^{max} \bar{N}_{s.r.} m_r}{K_{abs}^N + \bar{N}_{s.r.}} K^N(T_S) + T_r \bar{N}_{s.w.}, \quad (6)$$

де N_{abs}^{max} – максимальна швидкість поглинання азоту кореневою системою рослин;
 $\bar{N}_{s.r.}, \bar{N}_{s.w.}$ – концентрація азоту відповідно на поверхні коренів і у ґрунтового розчині;
 m_r – маса коренів;
 K_{abs}^N – константа Міхаеліса-Ментен;
 $K^N(T_S)$ – функція впливу температури ґрунту на швидкість поглинання азоту кореневою системою;
 T_r – транспірація рослин.

Розпад білків в органах рослини описується рівняннями, аналогічними рівнянням (3) і (4).

Приймається, що швидкість відновлення білків кожного i -го органа рослин пропорційна вмісту азоту в тканинах цього органа

$$\frac{dN_{isen}}{dt} = \alpha_{sen} N_i, \quad (7)$$

$$i \in l, s, r, p,$$

де α_{sen} – відносна швидкість відновлення білків;

N_i – вміст азоту в тканинах i -го органа: l – листя; s – стебла; r – корені; p – колосся.

При моделюванні росту рослин розглядається, що рослина складається з двох функціонально пов'язаних частин: надземної і підземної. Надземна частина в свою чергу розділяється на окремі органи. Розподілення вуглеводів і азоту між окремими органами надземної частини рослини (листочками, стеблами, колоссям) відбувається з використанням концепції розподілу їх в міру потреби в період росту поділом і в період росту розтягуванням органів рослин [21].

Наведена вище система рівнянь (1)–(7) описує вплив факторів довкілля на основні процеси життєдіяльності рослин та формування їхньої фотосинтетичної продуктивності.

Результати дослідження. При виконанні досліджень як базові агрокліматичні величини розглядалися середні багаторічні характеристики за період 1961–1990 рр. Стосовно цих величин розглядалася зміна агрокліматичних умов осінньої вегетації, перезимівлі і весняно-літньої вегетації озимої пшениці при різних сценаріях зміни клімату. У відповідності з кліматичними сценаріями визначалася зміна темпів розвитку

рослин і термінів настання фаз розвитку рослин, агрокліматичних умов вирощування рослин, а також за допомогою моделі формування урожаю розраховувались запаси продуктивної вологи у ґрунті під культурою та вологозабезпеченість посівів.

Під впливом агрокліматичних умов вирощування формується цілком визначена динаміка показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці, які обумовлюють рівень її продуктивності. Такими показниками є: фотосинтезуюча площа і фотосинтетичний потенціал посівів, приріст рослинної біомаси на одиницю площі, чиста продуктивність фотосинтезу (ефективність процесу фотосинтезу на одиницю площі листової поверхні в одиницю часу), урожай загальної біомаси посівів, коефіцієнт господарської ефективності, який показує частку урожаю господарсько-цінної частини урожаю в урожаї загальної біомаси посівів.

Показники фотосинтетичної продуктивності озимої пшениці і урожай зерна розраховані за допомогою моделі формування урожаю культури на фоні:

- середніх багаторічних агрокліматичних характеристик за період 1961–1990 рр;
- змінених агрокліматичних умов відповідно до прийнятих сценаріїв зміни клімату.

Розглянемо зміну показників агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці, обумовлених ними характеристик фотосинтетичної продуктивності цієї культури і рівнів урожайності в середньообласному розрізі для природно-кліматичних зон України при реалізації кліматичних сценаріїв *GFDL*, *GFDL-30 %* і *UKMO*.

Агрокліматичні умови і продуктивність озимої пшениці за умови реалізації кліматичних сценаріїв.

Кліматичний сценарій GFDL. Осіння вегетація озимої пшениці (посів – припинення вегетації) буде проходити в значно більш пізні терміни (табл. 2) в порівнянні з середніми багаторічними, в умовах зниженого на 0,2–1,4 °С температурного режиму (табл. 3). Зима стане значно теплішою. Температура повітря найхолоднішої зимової декади буде на 2–5 °С вище ніж звичайно. Сума негативних температур, яка характеризує умови перезимівлі, зменшиться у всіх природно-кліматичних зонах в 3–4 рази (на 280–320 °С). Тривалість періоду перезимівлі скоротиться на 1,5–2 місяці.

Кількість опадів за період осінньої вегетації зросте у всіх природно-кліматичних зонах: у Поліссі, Лісостепу і Північному Степу на 23–38 %, у Південному Степу, Прикарпатті та Закарпатті на 9–18 %. Зросте також кількість опадів і за зимовий період. Кількість опадів на один день періоду перезимівлі озимої пшениці у природно-кліматичних зонах становитиме від 1,6 до 1,9 мм за добу, а для Південного Степу – до 3,0 за добу.

Передбачається більш ранній (на одну-дві декади) початок відновлення вегетації озимої пшениці (табл. 2). Період від відновлення вегетації до колосіння буде протікати при трохи нижчих температурах (на 0,5–1,0 °С) у всіх природно-кліматичних зонах, крім Північного Степу, де вона підвищиться на 0,4 °С (табл. 4). Проходження другого періоду весняно-літньої вегетації (колосіння – воскова стиглість) буде відбуватися на фоні підвищених температур повітря (на 0,8–2,3 °С) і тільки у Південному Степу температура повітря збережеться практично на колишньому рівні. Відбудеться значне у бік більш ранніх термінів зміщення часу настання у рослин фази воскової стиглості (на 17-30 днів).

Сума опадів за період весняно-літньої вегетації зменшиться у Поліссі, Лісостепу і Прикарпатті до 66–83 % кліматичної норми, у степовій зоні вона залишиться практично на колишньому рівні. Це обумовить і відповідну динаміку запасів продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту.

Таблиця 2 – Фази розвитку озимої пшениці (середні багаторічні та за різними сценаріями зміни клімату)

Природно-кліматична зона	Дати настання фаз розвитку				
	посів	припинення вегетації	відновлення вегетації	воскова стиглість	тривалість весняно-літнього періоду вегетації
Середні багаторічні дані					
Полісся	6.09	7.11	31.03	13.07	105
Лісостеп	9.09	8.11	29.03	7.07	101
Північний Степ	11.09	12.11	27.03	2.07	98
Південний Степ	19.09	25.11	21.03	26.06	98
Прикарпаття	9.09	11.11	29.03	20.07	114
Сценарій <i>GFDL</i>					
Полісся	12.10	12.12	12.03	12.06	93
Лісостеп	8.10	10.12	12.03	20.06	101
Північний Степ	14.10	14.12	8.03	5.06	90
Південний Степ	23.10	28.12	1.03	31.05	92
Прикарпаття	15.10	14.12	8.03	16.06	101
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>					
Полісся	28.09	30.11	1.03	9.06	101
Лісостеп	29.09	30.11	28.02	6.06	99
Північний Степ	13.10	13.12	25.02	1.06	97
Південний Степ	1.11	5.01	20.02	23.05	93
Прикарпаття	23.10	22.12	23.02	13.06	111
Сценарій <i>UKMO</i>					
Полісся	19.10	19.12	16.02	27.05	101
Лісостеп	14.10	12.12	17.02	29.05	102
Північний Степ	11.10	11.12	4.03	3.06	92
Південний Степ	20.10	25.12	22.02	30.05	98
Прикарпаття	14.10	23.12	25.01	25.05	120

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці призведе у Поліссі до більш раннього формування площі листя і скорочення часу її функціонування в порівнянні з середньою багаторічною динамікою площі листя озимої пшениці (рис. 1). Підвищення чистої продуктивності фотосинтезу від 5,4 до 8,5 г/м² за добу призведе до збільшення в 1,2 рази найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси – до 220,3 г/м² за декаду, що наступить на 2–3 декади раніше звичайного (рис. 2).

В умовах Лісостепу, Північного і Південного Степу відносна площа листя буде в 1,2–1,4 рази вище звичайного рівня (табл. 5). Зросте фотосинтетичний потенціал посівів, що в поєднанні з підвищенням чистої продуктивності фотосинтезу від 6,2–6,8 до 7,2–7,8 г/м² за добу призведе до збільшення в 1,4 рази найбільших за вегетацію приростів загальної біомаси до 341–435 г/м² за декаду. Урожай загальної біомаси зросте в 1,2–1,4 рази.

У Прикарпатті та Закарпатті скорочення періоду вегетації озимої пшениці на 13 днів і деяке погіршення умов вологозабезпеченості посівів (табл. 4) приведе до формування менших розмірів площі листя і скорочення часу її функціонування, що призведе до зниження урожаю загальної біомаси до 905 г(с.р.)/м².

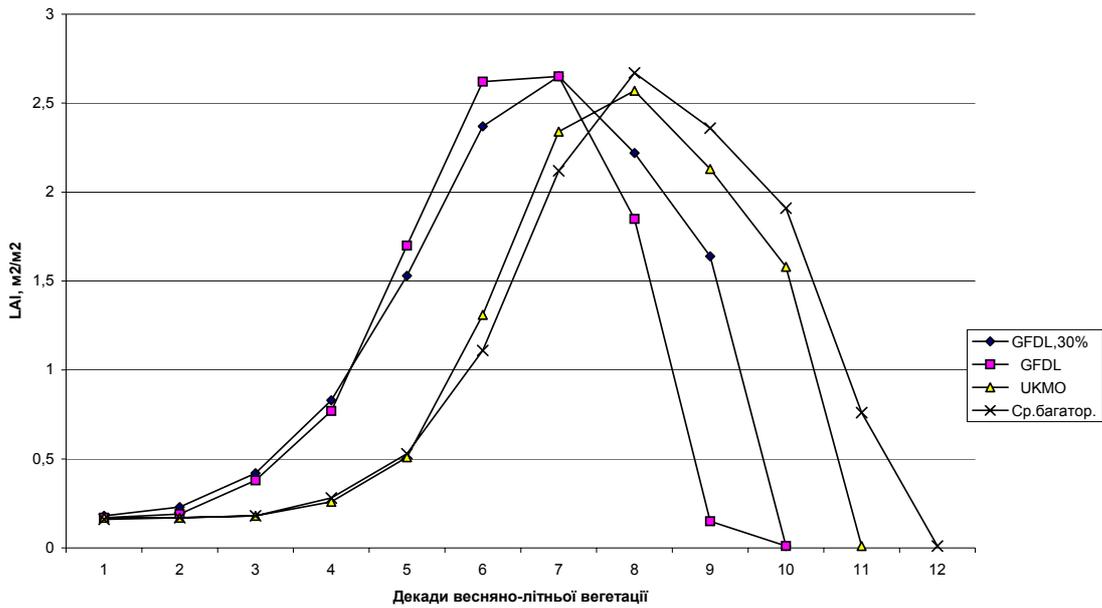


Рисунок 1 - Динаміка відносної площі листя (LAI) озимої пшениці за умови реалізації різних сценаріїв зміни клімату в порівнянні з середньою багаторічною. Полісся.

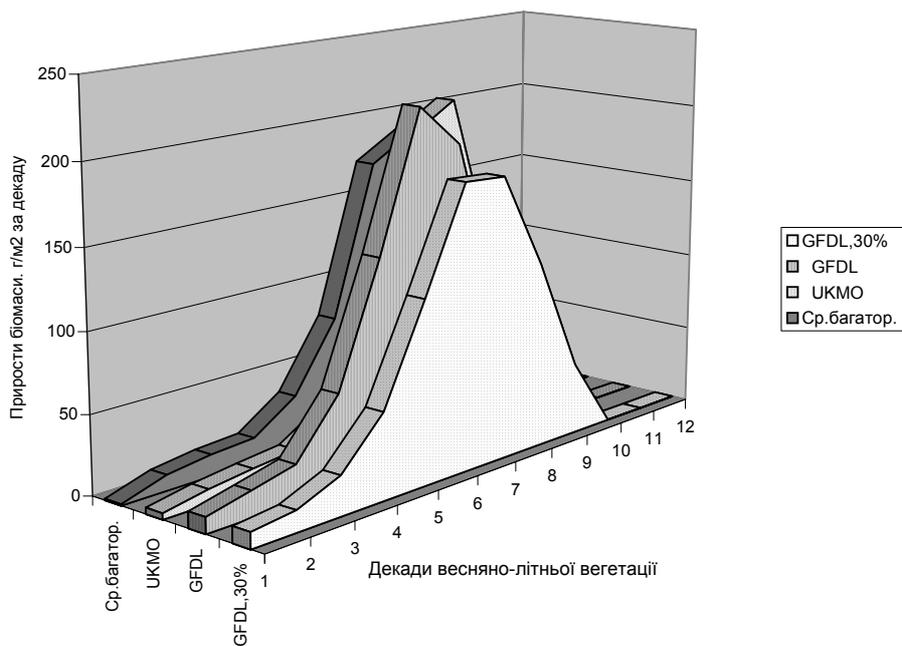


Рисунок 2 - Динаміка приростів загальної біомаси озимої пшениці за умови реалізації різних сценаріїв зміни клімату в порівнянні з середніми багаторічними. Полісся.

Таблиця 3 – Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий період

Природно-кліматична зона	Період				
	посів – припинення вегетації		перезимівля		
	середня температура повітря, °С	кількість опадів, мм	сума від'ємних температур, °С	середня температура найхолоднішої декади, °С	кількість опадів, мм
Середні багаторічні дані					
Полісся	8,8	87	445	-6,8	211
Лісостеп	9,2	71	440	-6,5	198
Північний Степ	9,2	66	415	-6,4	200
Південний Степ	8,6	65	195	-4,0	182
Прикарпаття	9,0	92	335	-5,9	190
Сценарій <i>GFDL</i>					
Полісся	8,5	108	116	-4,6	144
Лісостеп	9,0	98	119	-4,8	164
Північний Степ	7,8	81	99	4,4	160
Південний Степ	8,3	77	32	-9,1	189
Прикарпаття	8,0	100	79	-3,7	132
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>					
Полісся	10,8	97	–	+0,4	122
Лісостеп	11,7	82	–	+0,4	151
Північний Степ	8,4	84	–	+1,5	123
Південний Степ	7,1	93	–	+3,5	53
Прикарпаття	9,7	83	–	+1,8	95
Сценарій <i>UKMO</i>					
Полісся	7,2	116	–	+0,7	123
Лісостеп	8,3	91	5,0	-0,5	128
Північний Степ	8,8	84	31	-1,9	143
Південний Степ	8,7	86	–	+0,4	96
Прикарпаття	7,4	102	–	+1,6	70

Кліматичний сценарій GFDL-30 %. Передбачається, що осіння вегетація озимої пшениці в порівнянні з середніми багаторічними строками буде проходити в значно пізніші терміни (табл. 2) в умовах підвищеного на 0,7–2,0 °С температурного режиму (табл. 3). Тривалість періоду перезимівлі у Поліссі та Лісостепу скоротиться на 1,5 місяця, а у Прикарпатті та Закарпатті, Північному і Південному Степу – практично вдвічі. Середня температура повітря найбільш холодної зимової декади підвищиться на 6–8 °С і стане позитивною.

Кількість опадів за період від посіву озимої пшениці до припинення вегетації може збільшитися у Поліссі та Лісостепу на 12–16 %, а в Північному і Південному Степу на 27–43 %. Тільки у Прикарпатті та Закарпатті ймовірно зменшення кількості опадів до 90 % від кліматичної норми. Кількість опадів на один день періоду зимівлі у Прикарпатті та Закарпатті, Лісостепу і Північному Степу зросте до 1,5–1,7 мм за добу, а в Поліссі та Південному Степу зменшиться до 1,2–1,3 мм за добу.

Початок відновлення вегетації озимої пшениці настане (табл. 2) на місяць раніше багаторічних термінів. В період від відновлення вегетації до колосіння буде спостерігатися (табл. 4) знижений на 0,8–2,1 °С температурний режим у всіх природно-кліматичних зонах. У Поліссі, Лісостепу і Північному Степу період колосіння – воскова стиглість буде протікати практично на фоні середніх багаторічних температур повітря, а в Південному Степу, Прикарпатті та Закарпатті температура повітря знизиться в порівнянні з нормою на 0,9–2,3 °С.

Таблиця 4 – Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці у весняно-літній період

Природно-кліматична зона	Кількість опадів, мм	Середня температура повітря за період, °С		Середні запаси вологи у метровому шарі ґрунту за період, мм		Сума ФАР за вегетаційний період, ккал/см ²	Сумарне випаровування за вегетаційний період, мм	Дефіцит вологи за вегетаційний період, мм
		відновлення вегетації – колосіння	колосіння – воскова стиглість	відновлення вегетації – колосіння	колосіння – воскова стиглість			
Середні багаторічні дані								
Полісся	260	13,2	17,1	207	166	21,8	312	64
Лісостеп	189	12,9	18,1	146	123	21,2	252	52
Північний Степ	147	13,3	18,7	111	90	20,5	220	101
Південний Степ	114	13,3	19,4	87	51	21,6	192	175
Прикарпаття	444	12,3	17,1	251	236	24,1	428	212
Сценарій GFDL								
Полісся	194	12,7	19,4	215	156	18,4	251	81
Лісостеп	157	13,3	19,5	162	100	19,4	245	19
Північний Степ	144	12,5	20,3	149	75	18,2	226	42
Південний Степ	107	12,4	19,2	128	68	17,5	193	73
Прикарпаття	291	11,3	17,9	234	196	20,6	313	135
Сценарій GFDL-30 %								
Полісся	196	11,1	17,4	238	166	18,8	268	90
Лісостеп	172	11,2	18,3	165	96	20,0	236	34
Північний Степ	151	13,0	18,5	132	77	18,3	217	35
Південний Степ	111	11,5	17,1	122	64	17,3	173	81
Прикарпаття	346	11,5	16,2	232	209	20,9	318	191
Сценарій UKMO								
Полісся	186	11,6	18,5	242	165	17,7	253	93
Лісостеп	174	12,3	19,0	187	108	18,3	245	16
Північний Степ	131	13,1	20,1	105	65	18,2	171	98
Південний Степ	106	10,6	18,5	120	63	18,4	177	104
Прикарпаття	265	12,4	17,8	237	189	20,6	291	121

В усіх природно-кліматичних зонах буде спостерігатися зсув часу настання дозрівання (фази воскової стиглості) у бік більш ранніх термінів (на 30–37 днів).

Кількість опадів за період вегетації озимої пшениці зменшиться у Поліссі, Лісостепу, Прикарпатті та Закарпатті до 75–91 % в порівнянні з кліматичною нормою. У Північному і Південному Степу сума опадів збережеться практично на колишньому рівні. Середні за період відновлення вегетації – колосіння запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту в Поліссі, Лісостепу й у Північному Степу складатимуть 113–119 % від середніх багаторічних величин (рис. 3). У Північному Степу в перші 6–7 декад весняно-літньої вегетації запаси продуктивної вологи утримуватимуться на

Таблиця 5 – Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці (середні багаторічні дані та за різними кліматичними сценаріями)

Природно-кліматична зона	Період максимального росту		За період вегетації			
	площа листової поверхні, м ² /м ²	приріст загальної сухої маси, г/м ² за декаду	фотосинтетичний потенціал, м ²	чиста продуктивність фотосинтезу, г/м ² за добу	урожай загальної біомаси, г(с.р.)/м ²	коефіцієнт господарської ефективності
Середні багаторічні дані						
Полісся	2,67	187,2	123,1	5,45	750,7	0,35
Лісостеп	3,97	313,3	173,9	6,25	1193,2	0,32
Північний Степ	2,98	251,0	130,7	6,53	929,1	0,33
Південний Степ	2,73	246,9	117,3	6,80	900,8	0,32
Прикарпаття	3,35	243,8	161,2	5,49	1026,2	0,30
Сценарій <i>GFDL</i>						
Полісся	2,65	220,3	106,8	8,53	805,0	0,34
Лісостеп	4,90	435,4	186,3	7,24	1390,8	0,30
Північний Степ	3,89	340,6	144,3	7,17	1165,9	0,31
Південний Степ	3,70	351,0	140,1	7,77	1222,8	0,33
Прикарпаття	2,83	230,7	130,4	5,88	905,4	0,31
Сценарій <i>GFDL-30 %</i>						
Полісся	2,65	179,3	122,9	5,38	755,3	0,32
Лісостеп	4,40	322,9	192,6	6,38	1239,1	0,33
Північний Степ	4,32	324,2	182,1	7,34	1293,1	0,33
Південний Степ	3,41	265,8	159,4	5,94	1112,4	0,36
Прикарпаття	2,92	202,8	150,1	5,22	896,5	0,32
Сценарій <i>UKMO</i>						
Полісся	2,57	211,9	111,8	5,62	736,2	0,35
Лісостеп	3,81	340,1	155,1	6,79	1215,1	0,32
Північний Степ	3,27	270,8	130,4	6,74	1016,3	0,31
Південний Степ	2,52	296,4	122,9	7,50	1066,7	0,32
Прикарпаття	2,89	233,8	137,2	5,20	871,5	0,29

істотно більш високому рівні. Особливо сприятливими будуть умови вологозабезпеченості у Південному Степу. Очікується, що в Прикарпатті та Закарпатті запаси продуктивної вологи в період весняно-літньої вегетації становитимуть 88–92 % від середніх багаторічних значень.

Максимальна площа листа озимої пшениці сформується у Поліссі на дві декади раніше багаторічних термінів (рис. 1) і залишиться на рівні норми (табл. 5). На такому ж рівні сформується і фотосинтетичний потенціал посівів (до 122,9 м²/м² за вегетаційний період). Найбільші за вегетацію прирости загальної біомаси (до 179,3 г/м² за декаду), будуть спостерігатися на 2-3 декади раніше багаторічних (рис. 2). Урожай загальної біомаси буде практично на рівні середньої багаторічної.

Більш сприятливі умови для фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці складуться у Лісостепу, Північному і Південному Степу. Особливо сприятливі умови очікуються в степовій зоні, де значно зміниться динаміка площі листа в порівнянні з середньою багаторічною динамікою. Очікується її більш високий рівень в період максимального розвитку рослин (у 1,2–1,4 рази вище звичайного рівня) і в 1,4 рази зросте фотосинтетичний потенціал посівів, що призведе до значного підвищення загальної продуктивності.

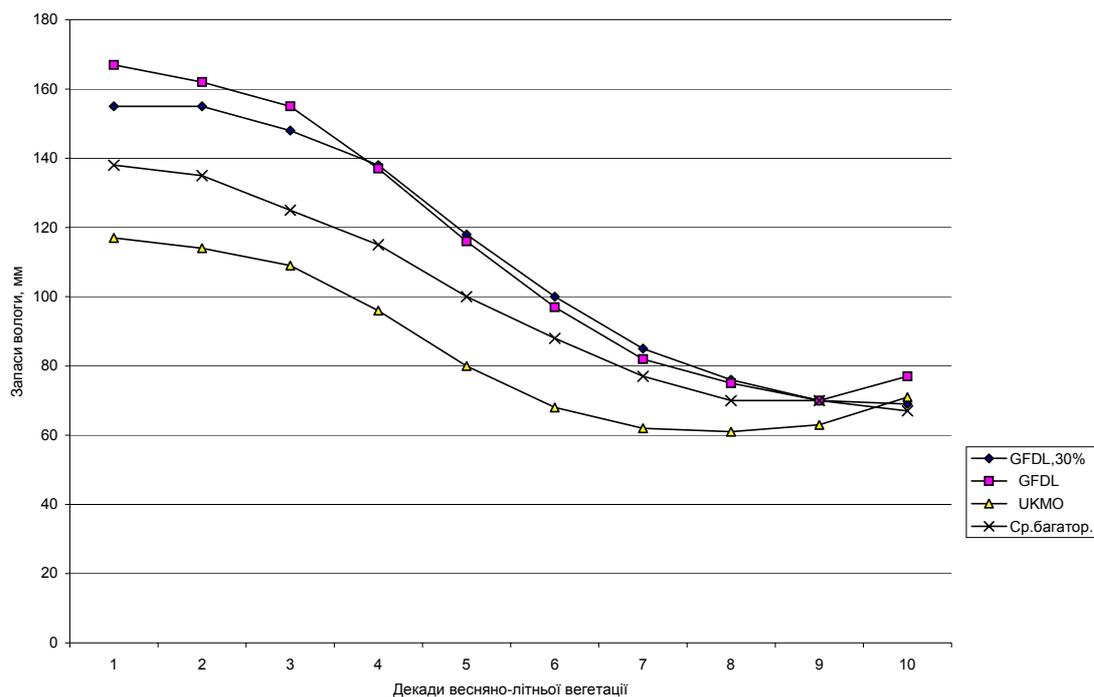


Рисунок 3 - Динаміка запасів продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту під озимою пшеницею за умови реалізації різних сценаріїв зміни клімату в порівнянні з середніми багаторічними даними. Північний Степ.

Погіршення умов вологозабезпеченості посівів у Прикарпатті та Закарпатті (табл. 4) призведе до зниження всіх показників фотосинтетичної продуктивності посівів (табл. 5). Сформується менша площа листя – $2,9 \text{ м}^2/\text{м}^2$ в порівнянні з $3,4 \text{ м}^2/\text{м}^2$ і менший фотосинтетичний потенціал посівів (0,93 від багаторічного).

Кліматичний сценарій UKMO. Посів і припинення вегетації рослин озимої пшениці будуть спостерігатися (табл. 2) на місяць пізніше багаторічних термінів. Практично у всіх природно-кліматичних зонах, за винятком крайнього півдня, осіння вегетація буде проходити на фоні більш низьких (на $0,4\text{--}1,6 \text{ }^\circ\text{C}$) температур в порівнянні з кліматичною нормою (табл. 3). Відбудеться значне підвищення температури в зимовий період. Середня температура повітря найбільш холодної зимової декади підвищиться на $4\text{--}6 \text{ }^\circ\text{C}$, при цьому тривалість зимового спокою рослин скоротиться більш ніж у 2-3 рази.

Сума опадів за період від посіву до припинення вегетації озимої пшениці зросте у Поліссі, Лісостепу, Північному і Південному Степу на 27–33 %. Менш значним це збільшення буде у Прикарпатті та Закарпатті – до 11 %.

Кількість опадів на один день періоду перезимівлі трохи збільшиться і становитиме майже у всіх природно-кліматичних зонах (за винятком Південного Степу) від 1,8 до 2,1 мм за добу.

Відновлення вегетації озимої пшениці буде спостерігатися на 1–2 місяці раніше багаторічних строків (табл. 2). Проходження періоду від відновлення вегетації до колосіння у Поліссі, Лісостепу і Південному Степу буде відбуватися на фоні знижених на $0,6\text{--}2,7 \text{ }^\circ\text{C}$ температур повітря (табл. 4). У Північному Степу, Прикарпатті та Закарпатті температура повітря збережеться на середньому багаторічному рівні. За період колосіння – воскова стиглість у Поліссі, Лісостепу, Північному Степу,

Прикарпатті та Закарпатті відбудеться підвищення на 0,9–2,4 °С температури повітря. У Південному Степу очікується негативна аномалія температури повітря (–0,9 °С). Настання у рослин фази воскової стиглості зміститься у бік більш ранніх термінів.

Очікується зменшення суми опадів за період весняно-літньої вегетації у всіх природно-кліматичних зонах до 60–93 % кліматичної норми. За період відновлення вегетації – колосіння середні запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту в Північному Степу, Прикарпатті та Закарпатті досягнуть 94 % від середніх багаторічних значень, а в період колосіння – воскова стиглість знизяться до 72–80 % норми. У Південному Степу протягом усієї вегетації складуться сприятливі умови вологозабезпеченості посівів.

Показники фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці в умовах Полісся, Лісостепу і Північного Степу будуть близькими до середніх багаторічних. Це обумовить відповідно і близькі до звичайного рівня значення урожайності загальної біомаси (табл. 5). Тільки в умовах Південного Степу поєднання більшої величини фотосинтетичного потенціалу і більш високого рівня чистої продуктивності фотосинтезу призведе до підвищення в 1,2 рази урожаю загальної біомаси. Для Прикарпаття і Закарпаття буде характерним зменшений рівень показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці.

Така динаміка показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці показує, що реалізація кліматичного сценарію *УКМО* буде менш сприятливою для формування продуктивності озимої пшениці в Україні в порівнянні з іншими кліматичними сценаріями.

Висновки. За умови реалізації розглянутих сценаріїв зміни клімату є підстави думати, що очікувані погодні умови будуть більш сприятливими для вирощування озимої пшениці в Україні:

1. На основі оцінки агрокліматичних умов осінньої вегетації озимої пшениці встановлено, що сприятливі умови осінньої вегетації внаслідок зміни клімату дозволять на 40–50 днів змістити терміни сівби озимої пшениці, що дозволить більш ефективно використовувати сприятливі умови осінньої вегетації.

2. Оцінка агрокліматичних умов перезимівлі озимої пшениці показала, що очікуються більш сприятливі умови перезимівлі рослин. Період зимового спокою буде проходити за умови підвищених на 4–8 °С температур повітря. Сума негативних температур, які характеризують умови перезимівлі, зменшиться більш ніж у 3–4 рази в порівнянні з кліматичною нормою сумм зимових температур. Тривалість періоду зимівлі зменшиться на 1,5–2 місяці.

3. Відновлення вегетації озимої пшениці відбудеться більш ніж на місяць раніше середньобагаторічних термінів. Період від відновлення вегетації до колосіння буде проходити за умови зниженого (на 1–2 °С) температурного режиму. При реалізації кліматичних сценаріїв *GFDL*, *GFDL-30 %* у Лісостепу, Північному і Південному Степу складуться сприятливі умови для фотосинтетичної продуктивності посівів: відносна площа листя буде в 1,2–1,4 рази більше норми, зросте в 1,1–1,4 рази фотосинтетичний потенціал посівів, що призведе до підвищення загальної продуктивності посівів у 1,2–1,4 рази. Терміни настання фази воскової стиглості змістяться у бік більш ранніх термінів на один-два місяці.

Список літератури

1. *Фотосинтез*, продукционный процесс и продуктивность растений. /Б.И. Гуляев, И.И. Рожко, А.Д. Рогаченко и др. – Киев: Наукова думка, 1989. –151 с.
2. *Kimball B.A.* Carbon dioxide and agricultural yield: an assemblage and analysis of

430 prior observations. – *Agron. J.*, 1981. – 75, # 6. P. 779-787.

3. *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 tillering, dry matter distribution ratio and transpiration. – *Proc. Crop Sci. Soc. Jap.*, 1976.– 45, # 4. – P. 598-606.

4. *Sionit N., Hellmers H., Strain B.R.* Growth and yield of wheat under CO₂ enrichment and water stress. – *Crop Sci.*, 1980. – 20, # 6, p. 687–690.

5. *Climate Change. Impacts, Adaptations and Vulnerability.* Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton J.T. et al., editors) – Cambridge University Press, 2001. – 1032 p.

6. *Carter T.R., Parry M.L., Harasawa H., Nisioka S.* IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations. Environmental Change Unit, University College London and Center for Global Environmental Research, 1994. – 59 p.

7. *Butterfield R.E. and Morison J.I.* Modeling the impact of climatic warming on winter cereal development. // *Agr. And Forest Meteorol.* – 1992. – Vol. 12. – No. 3-4. – P. 241-261.

8. *Sanderine N.* Effects of Changes in Temperature and CO₂ Concentration on Simulated Spring Wheat Yields in the Netherlands. // *Climatic Change*, 1993. – Vol. 24. – No.4. – P. 311–329.

9. *Cherhilfewski F.M., Lieth M.* Der Einflub von Klimaschwankungen auf die Kornertrage des Winterroggen in Halle von 1901 bis 1980. – *Wiss. Z. Humboldt Univ. Berlin. R. Math. Naturwiss.* – 1992. – Vol. 41. – No. 2. – P. 55-67.

10. *Kajfez-Bogataj L.* Impact of future climate change effects on spring barley and maize yield in Slovenia. // *Agr. Met.*, 1992. – Vol. 48. – No. 5. – P. 627-630.

11. *Александров В.А.* Влияние изменений климата на экосистемы Балканского полуострова и Центральной Европы. // *Метеорология и гидрология.* – 2006. – № 9. – С. 88-98.

12. *Izrael Yu.A.* Potential impacts of climate change. – Report from Working Group II to IPCC. IPCC, June 1990. – 250 p.

13. *Логинов В.Ф.* Уязвимость и адаптация сельского хозяйства Беларуси к изменяющемуся климату. // В сб.: "Изменение природно-территориальных комплексов в зонах антропогенного воздействия". – Москва: "Медиа-прес", 2006. – С. 238-249.

14. *Израэль Ю.А., Антохин Ю.А. и др.* Последствия изменения климата для России. // В сб.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. – М.: Наука, 2001. – С. 40-64.

15. *Бобылев С.Н.* Воздействие изменения климата на сельское хозяйство и водные ресурсы России. – М.: Фонд "Защиты природы". – 2003. – 35 с.

16. *Сиротенко О.Д.* Будущее сельского хозяйства России в связи с ожидаемыми изменениями климата. // В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2000. – Т. XVII. – С. 258-274.

17. *Сиротенко О.Д., Абашина Е.В.* Агроклиматические ресурсы и физико-географическая зональность территории России при глобальном потеплении. // *Метеорология и гидрология.* – 1998. – № 3. – С. 94-102.

18. *Сиротенко О.Д., Грингоф И.Г.* Оценки влияния ожидаемых изменений климата на сельское хозяйство Российской Федерации. // *Метеорология и гидрология.* – 2006. – № 8. – С. 92-101.

19. *Жуков В.А., Святкина О.А.* Стохастическое моделирование и прогноз агроклиматических ресурсов при адаптации сельского хозяйства к региональным изменениям климата на территории России. // *Метеорология и гидрология.* – 2000. – № 1. – С. 100-109.

20. *Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату.* //За ред. В.В. Васильченка, М.В. Рапцуна, І.В. Трофимової. – Київ: 1998. – 208 с.
21. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 318 с.
22. *Полевой А.Н.* Методы оценки агрометеорологических условий формирования продуктивности и прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур в Украине. //“Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”. Доповіді до ювілейної міжнародної конференції, присвяченій 70-ти річчю утворення Одеського державного екологічного університету, ч. 1. – Одеса: 2003. – С. 13-18.
23. *Полевой А.Н., Кульбида Н.И.* Моделирование формирования урожая озимой пшеницы в период весенне-летней вегетации в Украине. //Метеорологія, кліматологія і гідрологія. – Одеса: 2001. – Вип. 43. – С. 127-135.
24. *Менжулин Г.В.* Методы расчета фотосинтеза растительных сообществ при достаточном увлажнении. //Труды ГГО. – 1986. – Вып. 229. – С. 81-103.
25. *Росс Ю.К., Бихеле З.Н.* Расчет фотосинтеза растительного покрова. //В кн.: Фотосинтез и продуктивность растительного покрова. – Тарту: Изд-во ИФА АН ЭССР, 1968. – С. 46-72.
26. *McCree K.J.* Anequation for the rate of respiration of white clover plants growth under controlled condition. //In: Prediction and measurement of photosynthetic productivity. – Wageningen, Pudoc, 1970. – P. 221-229.
27. *Curry R.B.* Dynamic simulation of plant growth. //1.Development of a model. – Trans. ASAE, 1971. – Vol. 14, #5. – P. 946-959.

Моделирование влияния изменений климата на агроклиматические условия возделывания и фотосинтетическую продуктивность озимой пшеницы в Украине. Полевой А.Н., Кульбида Н.И., Адаменко Т.И., Трофимова И.В.

Рассматриваются изменения агроклиматических условий возделывания озимой пшеницы в осенне-зимний и весенне-летний периоды по разным сценариями изменения климата и их влияние на фотосинтетическую продуктивность культуры.

Ключевые слова: фотосинтетическая продуктивность, изменения климата, климатические сценарии, модель, прирост, оценка, урожай, озимая пшеница.

Modelling of influence of changes of a climate on agroclimatic conditions of cultivation and photosynthetic productivity of a winter wheat in Ukraine. Polevoy A., Kulbida N., Adamenko T., Trofimova I.

Changes of agroclimatic conditions of cultivation of a winter wheat during the autumn-winter and spring-summer period on different by scripts of change of a climate and their influence on photosynthetic productivity cultures are considered.

Key words: photosynthetic efficiency, changes of a climate, climatic scripts, model, a gain, an estimation, a crop, a winter wheat.

УДК 551.582.37.631

З.А.Мищенко, д. геогр. наук, проф.

Одесский государственный экологический университет

АГРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И РАЙОНИРОВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ЗАМОРОЗКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

Установлены количественные зависимости между показателями заморозков в воздухе и на поверхности почвы весной и осенью. Применена методика уплотнения климатологической информации и выполнено комплексное районирование условий заморозкоопасности по девяти показателям в среднем масштабе в пределах Одесской области. Дана вероятностная оценка дат весенних и осенних заморозков различной интенсивности. Определена вероятность повреждения заморозками винограда и абрикоса.

Ключевые слова: *показатели заморозков весной и осенью, комплексное районирование, вероятность дат заморозков.*

Введение. Весенние и осенние заморозки в умеренном поясе – нормальное климатическое явление для переходных сезонов года. Они становятся опасными для сельскохозяйственных культур только в случаях наступления их поздней весной или ранней осенью во время вегетационного периода. Сведения о заморозках необходимы для оценки заморозкоопасности территории, расчетов сроков сева и возможных дат всходов различных культур, решений вопроса о рациональном размещении наиболее теплолюбивой группы культур, определение вероятности повреждения и гибели цветков и завязи плодовых культур. Кроме того, данные о заморозках необходимы при выборе и разработке методов активной борьбы с ними.

Заморозки почти ежегодно наносят ущерб сельскому хозяйству, в особенности в южных регионах СНГ, где возделываются теплолюбивые культуры, в том числе виноград, абрикос, персик, кукуруза и др. Вред периодически наносимый сельскохозяйственным культурам поздними весенними и ранними осенними заморозками в отдельных районах Украины, а также в Одесской области, бывает очень велик. В отдельные годы опасные заморозки в период вегетации растений значительно снижают урожай по сравнению с запланированным. Положение усугубляется наличием слабовсхолмленного и холмистого рельефа, под влиянием которого на малых площадях происходит существенная изменчивость показателей заморозкоопасности даже в пределах отдельных хозяйств площадью в 2-3 тыс. гектар.

Вместе с тем до настоящего времени в исследованиях по заморозкам, в климатических и агроклиматических справочниках, атласах содержатся данные о заморозках в виде средних и крайних дат наступления и прекращения их в воздухе, а также по продолжительности безморозкового периода (1, 4, 5, 10 и др.). Несмотря на несомненную ценность этих материалов, они недостаточны для региональной агроклиматической оценки условий заморозкоопасности на ограниченной территории (административная область, район, отдельное хозяйство).

Материалы и методы исследований. Для более эффективного обеспечения сельского хозяйства данными об условиях заморозкоопасности необходима дальнейшая детализация показателей заморозков применительно к территории административной области или района с вероятной оценкой их интенсивности отдельно для весны и осени. В данной статье рассматривается такой подход к решению задачи по региональной оценке к комплексному районированию показателей заморозкоопасности в пределах Одесской области с учетом микроклимата. За основу

принят, разработанный автором (6, 7, 9) метод комплексной оценки и районирования показателей агроклиматических ресурсов в среднем масштабе (1:600000 и до 1:200000) с учетом микроклимата.

На первом этапе решалась задача получения массовых данных по показателям заморозкоопасности в воздухе и на поверхности почвы с применением методики уплотнения агроклиматической информации. Суть ее заключается в установлении связей между известными и искомыми показателями климата. Для установления взаимосвязи между показателями в воздухе и на поверхности почвы использовались средние многолетние данные наблюдений на 13^{ти} метеорологических станций в пределах Одесской области и на 17^{ти} метеостанций соседнего региона-Молдовы (10).

В целях получения необходимого банка данных и сокращения трудоемких работ по картографированию отдельных показателей заморозков были установлены зависимости между: продолжительностью беззаморозкового периода в воздухе ($N_{\delta/n}$) и датами прекращения весенних и наступления осенних заморозков ($D_{ВЗ}$, $D_{ОЗ}$); $N_{\delta/n}$ и суммами температур за беззаморозковый период в воздухе ($\Sigma T_{\delta/n}$); $N_{\delta/n}$ и продолжительностью беззаморозкового периода на поверхности почвы ($N_{\delta/n}'$); $N_{\delta/n}$ с интенсивностью весенних и осенних заморозков в воздухе ($T_{МВ}$, $T_{МО}$); $N_{\delta/n}'$ датами прекращения весенних осенних заморозков на поверхности почвы ($D_{ВП}$, $D_{ОП}$).

Рассчитаны аналитические уравнения вышеуказанных зависимостей и статистические параметры к ним. Они имеют следующий вид

$$T_{MB} = 0,11 \cdot N_{\delta/n} - 21,7; \quad r = 0,98 \quad \bar{S}_y = \pm 0,3 \quad (1)$$

$$T_{MO} = 0,13 \cdot N_{\delta/n} - 27,3; \quad r = 0,98 \quad \bar{S}_y = \pm 0,2 \quad (2)$$

$$N_{\delta/n}' = 0,92 \cdot N_{\delta/n} - 9,4; \quad r = 0,84 \quad \bar{S}_y = \pm 9 \quad (3)$$

$$\Sigma T_{\delta/n} = 15,38 \cdot N_{\delta/n} + 310,7; \quad r = 0,90 \quad \bar{S}_y = \pm 117 \quad (4)$$

$$\Sigma T_{\delta/n}' = 23,25 \cdot N_{\delta/n}' - 129,8; \quad r = 0,98 \quad \bar{S}_y = \pm 52 \quad (5)$$

Как видно из рассмотренных зависимостей между различными показателями заморозков весной и осенью теснота связей высокая, что подтверждается значениями высоких коэффициентов корреляции (r) в пределах 0,84-0,98. Следовательно, эти взаимосвязи могут быть использованы для уплотнения агроклиматической информации и выполнения комплексного районирования показателей заморозкоопасности для сельскохозяйственных культур на территории Одесской области.

Поскольку заморозки относятся к лимитирующим факторам климата выполнена вероятностная оценка возможных дат весенних и осенних заморозков в отдельные годы относительно средних многолетних значений. Для этой цели использованы ежегодные данные по $D_{ВЗ}$, $D_{ОЗ}$, $D_{ВП}$, $D_{ОП}$ ряда метеостанций области за период 1960-1988 гг, а также фенологических дат фаз развития винограда и абрикоса.

Расчеты суммарной вероятности этих показателей выполнены по формуле Г.А.Алексеева (3) вида

$$P_X = \frac{m - 0.25}{n + 0.50} \cdot 100\%, \quad (6)$$

где m – порядковый номер членов статистического ряда x_1, x_2, \dots, x_n , расположенных в убывающем порядке, n – число лет или число наблюдений в статистическом ряду.

Результаты исследований и их анализ. Комплексное агроклиматическое районирование показателей заморозков выполнено с учетом микроклимата применительно к территории Одесской области. В качестве картографической основы использована гипсометрическая карта в рабочем масштабе 1:500000, на которую нанесены средние многолетние значения основного показателя заморозкоопасности – продолжительности беззаморозкового периода в воздухе ($N_{\delta/n}$). А далее для каждого выделенного на карте мезорайона определены значения других показателей заморозков по вышеуказанной методике.

Как видно из рис.1 на агроклиматической карте выделено восемь мезорайонов, существенно различающихся по показателям заморозков весной и осенью в пределах области. К карте прилагается легенда в виде табл.1, где дана количественная оценка по шести показателям заморозкоопасности в воздухе и по трем – на поверхности почвы. Исходя из анализа этих показателей следует, что условия заморозкоопасности для теплолюбивой группы однолетних и многолетних культур возрастают в направлении с юга и юго-востока на север Одесской области. Причем диапазон географических различий составляет: в датах весенних и осенних заморозков 15-17 дней и 18-24 дней; в продолжительности беззаморозкового периода ($N_{\delta/n}$) – 30-35 дней, $\Sigma T_{\delta/n}$ – 400-500 °С; в интенсивности заморозков весной и осенью (T_{MB}, T_{MO}) – 3,0-3,5 °С.

В крайнем северном мезорайоне 1 заморозки весной прекращаются не раньше 22 апреля в воздухе, а на поверхности почвы – не раньше 2 мая; первые заморозки осенью появляются в воздухе не позже 9 октября, а на поверхности почвы – не позже 29.IX. Возможны заморозки интенсивностью ниже -3,5 °С осенью. Беззаморозковый период в воздухе ($N_{\delta/n}$) – только 143 дня.

В центральной части области (мезорайон 5) заморозки в воздухе прекращаются 12-15 апреля, а на поверхности почвы – позднее 22-25 апреля. Первые заморозки осенью в воздухе появляются 19-24 октября, а на поверхности почвы раньше – 4-6 октября. Здесь $N_{\delta/n}$ в воздухе составляет 180-185 дней, а на поверхности почвы – 155-160 дней. Весной интенсивность заморозков составляет -2,0, -2,5 °С, а осенью - -3,4, -4,2 °С.

На юге в мезорайоне 8 с наименьшей заморозкоопасностью весной заморозки в воздухе прекращаются 5-7 апреля, а на поверхности почвы – 18-20 апреля. Первые осенние заморозки в воздухе появляются 27-30 октября, а на поверхности почвы – 11-13 октября. Продолжительность беззаморозкового периода здесь в воздухе увеличивается до 200-205 дней, а на поверхности почвы не превышает 175-180 дней. Весной заморозки на ровном месте не превышают -0,6, а осенью - -1,5, -0,8 °С.

Как видно из рис. 1 и табл. 1, южные районы области больше обеспечены теплом чем северные. А именно, суммы температур за беззаморозковый период в воздухе на севере (мезорайоны 1,2) не превышают 2900-3000 °С, а на юге (мезорайоны 7,8) они возрастают до 3400-3500 °С. Еще значительнее изменяются в географическом разрезе суммы температуры за беззаморозковый период на поверхности почвы ($N_{\delta/n}$) за счет радиационного нагрева.

Рассмотренная карта и легенды к ней дают представление о зональной изменчивости показателей заморозков для условий открытого ровного места. Однако

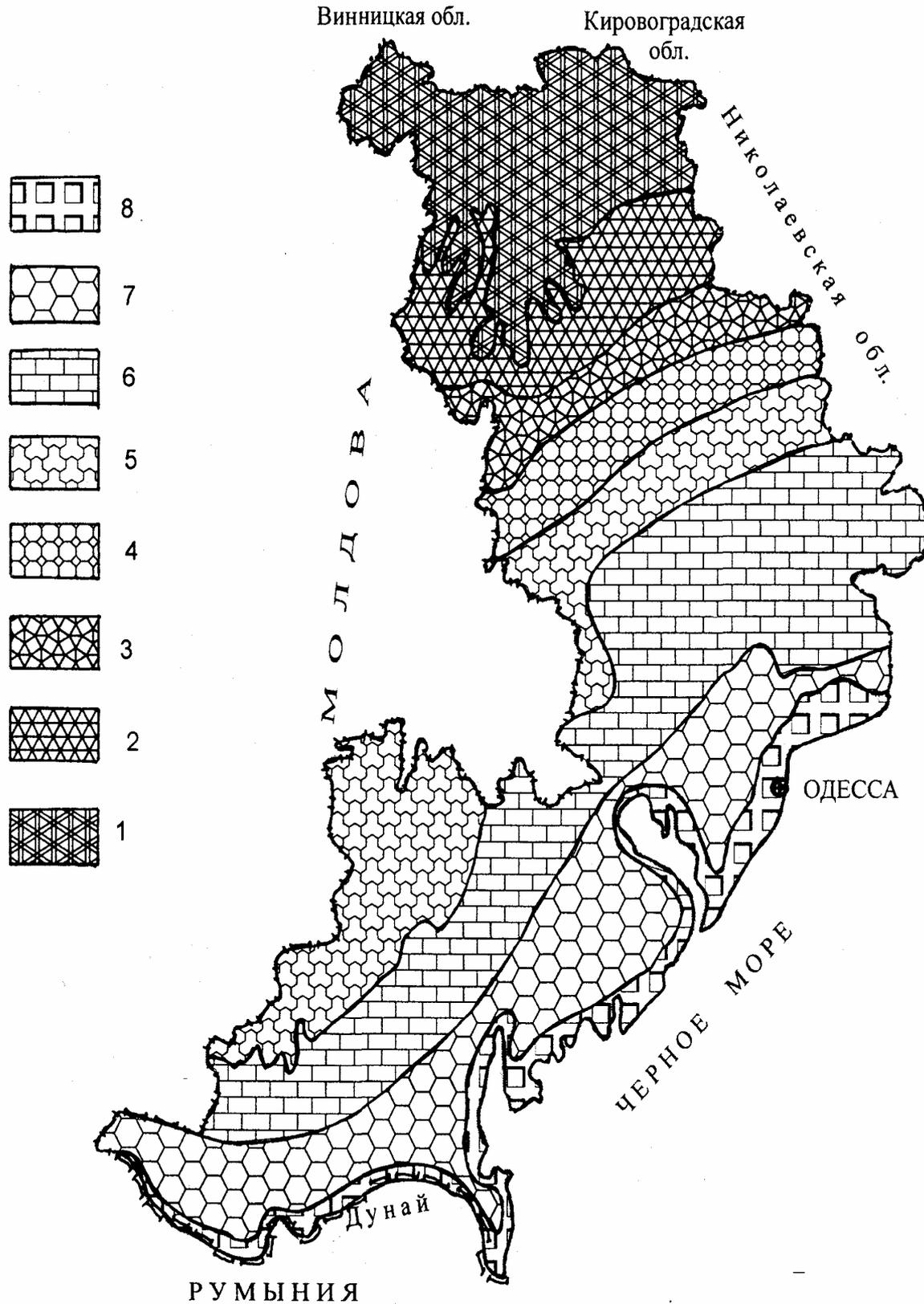


Рисунок 1 – Комплексное районирование показателей заморозкоопасности на территории Одесской области. Мезорайоны 1-8 (табл. 1).

Таблица 1 – Агроклиматическая оценка показателей заморозкоопасности в пределах Одесской области

Мезорайон	В воздухе						На поверхности почвы		
	Двз	Доз	№б/п, дни	T _{МВ} , °C	T _{МО} , °C	ΣT _{б/п} , °C	Двп	Доп	№б/п, дни
1. Крайний северный самый заморозкоопасный	≤ 22.IV	≤ 9.X	≤ 170	< -3.5	< 5.5	≤ 2930	≤ 2.V	≤ 29.IX	≤ 143
2. Северный очень заморозкоопасный	19.IV-22.IV	9.X-12.X	170-175	-3.5,-3.0	-5.5,-4.7	2930-3000	2.V-4.V	27.IX-29.IX	143-150
3. Центральный и северный умеренной заморозкоопасности	17.IV-19.IV	12.X-15.X	175-180	-3.0,-2.5	-4.7,-4.2	300-3080	30.IV-2.V	29.IX-2.X	150-155
4. Центральный заморозкоопасный	15.IV-17.IV	15.X-18.X	180-185	-2.5,-2.0	-4.2,-3.4	3080-3160	28.IV-30.IV	2.X-4.X	155-160
5. Западный и центральный относительной заморозкоопасности	12.IV-15.IV	18.X-21.X	185-190	-2.0,-1.5	-3.4,-3.0	3160-3230	25.IV-28.IV	4.X-6.X	160-165
6. Юго-восточный и восточный слабой заморозкоопасности	10.IV-12.IV	21.X-24.X	190-195	-1.5,-1.0	-3.0,-2.1	3230-3310	23.IV-25.IV	6.X-9.X	165-170
7. Юго-восточный очень слабой заморозкоопасности	7.IV-10.IV	24.X-27.X	195-200	-1.0,-0.6	-2.1,-1.5	3310-3390	20.IV-23.IV	9.X-11.X	170-175
8. Южный, юго-восточный наименее заморозкоопасный	5.IV-7.IV	27.X-30.X	200-205	-0.6,+0.2	-1.5,-0.8	3390-3460	18.IV-20.IV	11.X-13.X	175-180

на территории Одесской области значительные площади сельскохозяйственных угодий расположены в условиях слабо-всхолмленного и холмистого рельефа.

В пересеченной местности на малых площадях происходит значительное варьирование условий заморозкоопасности как по интенсивности заморозков, так и по длительности их вредного воздействия на растения. Наибольшие микроклиматические различия наблюдаются ночью при заморозках радиационного и адвективно-радиационного типов. Механизм формирования заморозков в сложном рельефе определяется интенсивностью радиационного выхолаживания и ветрами склонов, обуславливающими неравномерный сток и приток холодного воздуха в разных местоположениях (2, 6, 7).

В условиях сложного рельефа в ясные тихие ночи охлажденный воздух, образовавшийся на вершинах, как более тяжелый, начинает стекать по склонам и скапливается у их подножия и на дне долин в виде «озер холода», иногда достигающих значительную мощность. Всякие препятствия, расположенные поперек склона (группа деревьев, лесные полосы, изгороди и др.) вызывают скопление холодного воздуха выше их по склону. В верхней части склона высота слоя холодного воздуха очень мала – 10-20 см, но даже в средней части она может достигать до одного метра и более. У подножия склона и на дне долин и балок со слабым уклоном глубина «озера холода» достигает до 8-10 м и более. В результате образуются микроклиматические инверсии температуры, обуславливающие значительное перераспределение показателей заморозкоопасности на малых площадях.

Поэтому представляет научный и практический интерес оценка микроклиматической изменчивости показателей заморозков в разных формах рельефа для каждого мезорайона, выделенного на карте (рис. 1). Для этой цели применена расчетная схема микроклиматической изменчивости параметров заморозкоопасности в разных местоположениях холмистого рельефа, разработанная И.А. Гольцберг (4). В последующем расчетная схема уточнена и дополнена автором статьи (8) применительно к территории Молдовы и Украины.

Абсолютные значения показателей заморозков для разных местоположений холмистого рельефа рассчитывались с помощью микроклиматических параметров путем прибавления или вычитания соответствующих разностей ($\Delta T_{MB}''$, $\Delta T_{MO}''$, $\Delta N_{\delta/n}''$, $\Sigma T_{\delta/n}''$) относительно фоновых показателей заморозков для условий открытого ровного места по формулам вида:

$$T_{MB}'' = T_{MB} \pm \Delta T_{MB}'' , \quad (7)$$

$$T_{MO}'' = T_{MO} \pm \Delta T_{MO}'' , \quad (8)$$

$$N_{\delta/n}'' = N_{\delta/n} \pm \Delta N_{\delta/n}'' , \quad (9)$$

$$\Sigma T_{\delta/n}'' = \Sigma T_{\delta/n} \pm \Delta \Sigma T_{\delta/n}'' , \quad (10)$$

где T_{MB}'' , T_{MO}'' , $N_{\delta/n}''$, $\Sigma T_{\delta/n}''$ – показатели опасных заморозков в различных местоположениях рельефа; $\Delta T_{MB}''$, $\Delta T_{MO}''$, $\Delta N_{\delta/n}''$, $\Sigma T_{\delta/n}''$ – соответствующие микроклиматические параметры; T_{MB} , T_{MO} , $N_{\delta/n}$, $\Sigma T_{\delta/n}$ – средние многолетние показатели заморозков для условий открытого ровного места.

Таблица 2 – Микроклиматическая изменчивость показателей заморозкоопасности под влиянием холмистого рельефа в различных мезорайонах Одесской области

Мезорайон	Показатель	РМ	ВП	СС	ШД	ЗД
1	N _{б/п} , дни	≤ 170	185-195	175-180	155-160	145-155
	T _{МВ} , °С	< -3,5	-2,0,-1,0	-3,0,-2,5	-5,0,-4,5	-6,0,-5,0
	T _{МО} , °С	< -5,5	-3,4,-2,1	-4,7,-4,2	-7,3,-6,7	-9,3,-7,3
	ΣT _{б/п} , °С	≤ 2930	3160-3310	3000-3080	2690-2770	2540-2690
2	N _{б/п} , дни	170-175	185-200	175-185	155-165	145-160
	T _{МВ} , °С	-3,5,-3,0	-2,0,-0,6	-3,0,-2,0	-5,0,-4,0	-6,0,-4,5
	T _{МО} , °С	-5,5,-4,7	-3,4,-1,5	-4,7,-3,4	-7,3,-6,0	-9,3,-6,7
	ΣT _{б/п} , °С	2930-3000	3160-3390	3000-3160	2690-2850	2540-2770
3	N _{б/п} , дни	175-180	190-205	180-190	160-170	150-165
	T _{МВ} , °С	-3,0,-2,5	-1,5,+0,2	-2,5,-1,5	-4,5,-3,5	-5,5,-4,0
	T _{МО} , °С	-4,7,-4,2	-1,5,-0,8	3,4,-3,0	-6,7,-5,5	-8,0,-6,0
	ΣT _{б/п} , °С	3000-3080	3390-3460	3160-3230	2770-2930	2620-2850
4	N _{б/п} , дни	180-185	195-210	185-195	165-175	155-170
	T _{МВ} , °С	-2,5,-2,0	-1,0,+0,7	-2,0,-1,0	-4,0,-3,5	5,0,-3,5
	T _{МО} , °С	-3,4,-4,2	-2,1,-0,1	-3,4,-2,1	-6,0,-4,7	-7,3,-5,5
	ΣT _{б/п} , °С	3080-3160	3310-3540	3160-3310	2850-3000	2690-2930
5	N _{б/п} , дни	185-190	200-215	190-200	170-180	160-175
	T _{МВ} , °С	-2,0,-1,5	-0,6,+1,2	-1,5,-0,6	-3,5,-2,5	-4,5,-3,0
	T _{МО} , °С	-3,4,-3,0	-1,5,+0,6	-3,0,-1,5	-5,5,-4,2	-6,7,-4,7
	ΣT _{б/п} , °С	3160-3280	3390-3620	3230-3390	2930-3080	2770-3000
6	N _{б/п} , дни	190-195	205-220	195-205	175-185	165-180
	T _{МВ} , °С	-1,5,-1,0	0,2,-1,7	-1,0,+0,2	-3,0,-2,0	-4,0,-2,5
	T _{МО} , °С	-3,0,-2,1	-0,8,+1,3	-2,1,-0,8	-4,7,-3,4	-6,0,-4,2
	ΣT _{б/п} , °С	3230-3310	3460-3690	3310-3460	3000-3160	2850-3080
7	N _{б/п} , дни	195-200	210-225	200-210	180-190	170-185
	T _{МВ} , °С	-1,0,-0,6	0,7,-2,2	-0,6,+0,6	-2,5,-1,5	-3,5,-2,0
	T _{МО} , °С	-2,1,-1,5	-0,1,+1,9	-1,5,-0,1	-4,2,-3,0	-5,5,-3,4
	ΣT _{б/п} , °С	3310-3390	3540-3770	3390-3540	3080-3230	2930-3160
8	N _{б/п} , дни	200-205	215-230	205-215	185-195	175-190
	T _{МВ} , °С	-0,6,+0,2	1,2,-2,7	0,2,-1,2	-2,0,-1,0	-3,0,-1,5
	T _{МО} , °С	-1,5,-0,8	0,6,-2,5	-0,8,+0,6	3,4,-2,1	-4,7,-3,0
	ΣT _{б/п} , °С	3390-3460	3620-3850	3460-3620	3160-3310	3000-3230

Примечание: РМ – ровное место; ВП – водораздельное плато или вершина холма; СС – середина склона; ШД – широкая долина; ЗД – замкнутая узкая долина или котловина.

Результаты расчетов с привязкой к мезорайонам, выделенных на агроклиматической карте (рис. 1) представлены в табл. 2. Ее анализ показывает, что повсеместно на территории области наименьшая заморозкоопасность характерна для положительных форм рельефа – водораздельных плато, открытых вершин, верхних частей склонов. Наибольшей заморозкоопасностью как по интенсивности, так и по продолжительности заморозков отличаются подножия склонов, дно широких долин, узкие долины и котловины. В каждом мезорайоне микроклиматическая изменчивость показателей заморозков почти в 1,5 раза перекрывает зональное изменение их на всей территории области. Например, на севере в мезорайоне 1 диапазон микроклиматических различий в $N_{\delta/n}$, T_{MB} , T_{MO} , $\Sigma T_{\delta/n}$ между водораздельным плато и замкнутой узкой долиной составляет соответственно 40 дней, 4 °С, 5-6 °С, 600-700 °С. На юге (мезорайон 8) диапазон микроклиматических различий по элементам рельефа для тех же показателей заморозков сохраняется значительным и равным 35-40 дням, 4 °С, 5-5,5 °С, 600 °С.

Выполнена вероятностная оценка дат прекращения весенних заморозков и появления осенних заморозков различной интенсивности от 0 °С до -5 °С в воздухе и на поверхности почвы для разных районов Одесской области. Для расчетов суммарной вероятности дат заморозков различной интенсивности применена формула (6). Комплексные графики кривых суммарной вероятности дат заморозков различной интенсивности построены иным способом, чем в работе И.А. Гольцберга (4) для ряда регионов России. А именно, по ординате даны значения P_x , %, по абсциссе – возможные даты весенних и осенних заморозков различной интенсивности. Далее были составлены расчетные таблицы обеспеченности $D_{ВЗ}$, $D_{ОЗ}$, $D_{ВП}$, $D_{ОП}$ при интенсивности заморозков в 0 °С, -1, -2, -3, -4, -5 °С.

Результаты этой работы в неполном объеме представлены на рис. 2 и в табл. 3, 4. Например, весной в Саратовском районе прекращение заморозков в воздухе интенсивностью в -1 °С на 90 % (девять раз в десять лет) обеспечено 26 апреля при средней многолетней дате 3 апреля, но только 1 раз в 10 лет (10 % обеспеченности) они могут прекратиться 22 марта. Южнее в Болградском районе при той же интенсивности прекращение весенних заморозков на 90 % лет обеспечено 12 апреля при средней дате 23 марта, но только 1 раз в 10 лет они могут прекратиться 12 марта.

Дата первых осенних заморозков в воздухе также существенно изменяются при разной интенсивности. Так при интенсивности заморозков в -1 °С на 90 % лет обеспечено их появление в Саратовском районе 2 ноября при средней дате 17 октября, но только 1 раз в 10 лет они могут появиться 1 октября. В Болградском районе появление первых осенних заморозков той же интенсивности на 90 % лет обеспечено 7 ноября при средней дате 25 октября и только 1 раз в 10 лет они могут появиться уже 10 октября. На поверхности почвы везде заморозки весной прекращаются позднее на 6-8 дней; а появляются осенью на 3-5 дней раньше.

Характерной чертой является значительная межгодовая изменчивость $D_{ВЗ}$, $D_{ОЗ}$, $D_{ВП}$, $D_{ОП}$. Например, диапазон различий в датах весенних заморозков в воздухе интенсивностью в -2 °С между 5 % и 95 % обеспеченностью составляет в Саратовском районе 31 день, а в Болградском – 40 дней. Диапазон различий в датах первых осенних заморозков в воздухе той же интенсивности между 5 % и 95 % обеспеченностью составляет в Саратовском районе 42 дня, а в Болградском – 57 дней. Не менее значительно выражена межгодовая изменчивость возможных дат весенних и осенних заморозков различной интенсивности на поверхности почвы.

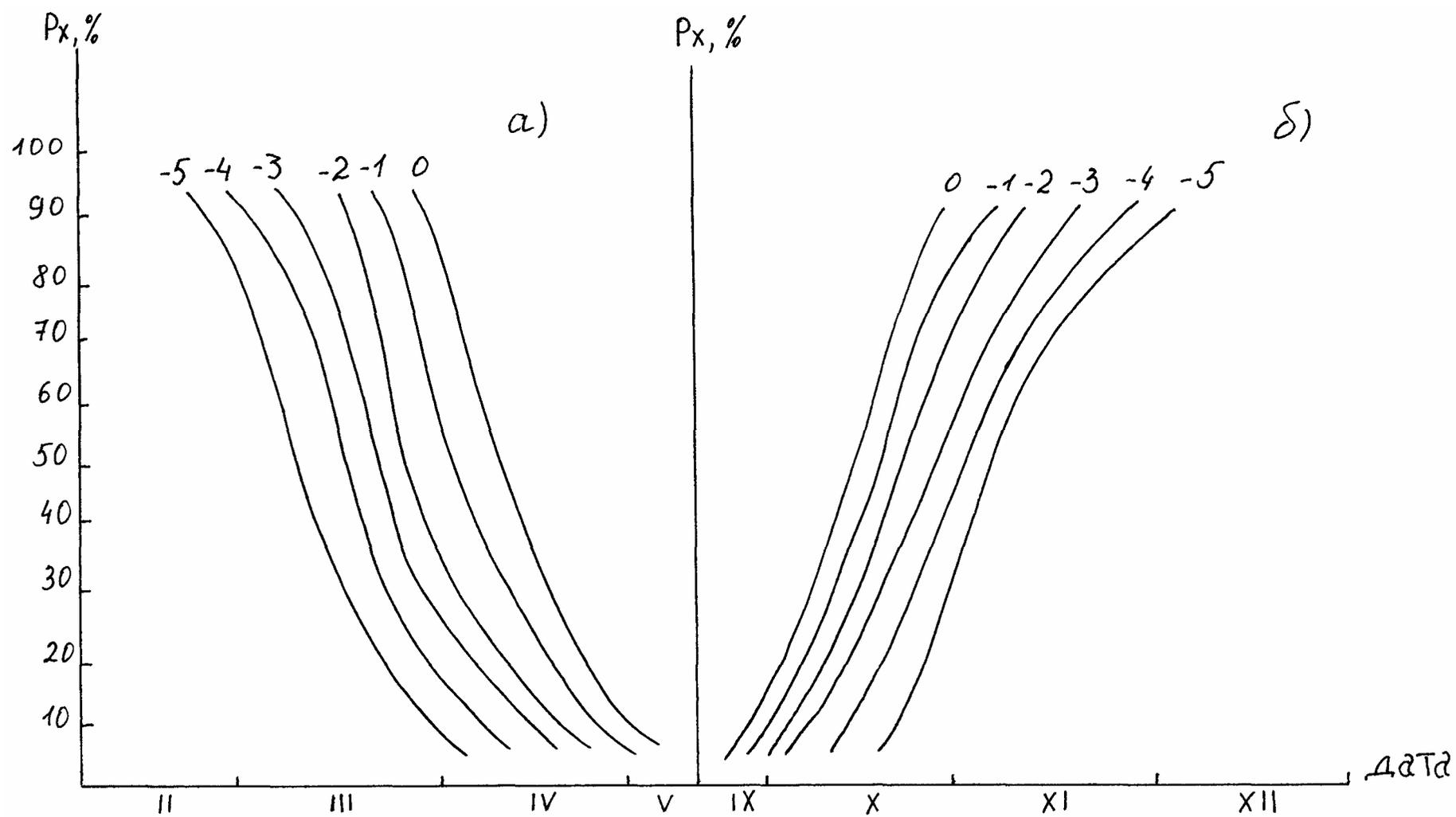


Рисунок 2 – Комплексный график кривых вероятности дат весенних – а) и осенних – б) заморозков в воздухе разной интенсивности в Саратовском районе.

Таблица 3 – Вероятность прекращения весенних заморозков разной интенсивности в воздухе

Т _{мин} , °С	Обеспеченность, %										
	95	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5
Болградский район											
0	26.IV	22.IV	18.IV	12.IV	8.IV	4.IV	30.III	27.III	25.III	22.III	21.III
-1	17.IV	12.IV	7.IV	2.IV	27.III	23.III	19.III	18.III	17.III	12.III	9.III
-2	13.IV	8.IV	30.III	24.III	20.III	18.III	17.III	16.III	3.III	7.III	3.III
-3	30.III	27.III	22.III	20.III	18.III	15.III	14.III	11.III	6.III	1.III	25.II
-4	25.III	24.III	20.III	17.III	15.III	12.III	9.III	5.III	1.III	24.II	20.II
-5	23.III	21.III	17.III	14.III	11.III	7.III	4.III	1.III	25.II	19.II	15.II
Саратский район											
0	5.V	29.IV	24.IV	20.IV	16.IV	11.IV	8.IV	3.IV	1.IV	30.III	27.III
-1	1.V	26.IV	19.IV	13.IV	8.IV	3.IV	31.III	31.III	25.III	22.III	20.III
-2	25.IV	18.IV	9.IV	2.IV	29.III	26.III	24.III	21.III	19.III	17.III	15.III
-3	20.IV	15.IV	5.IV	28.III	25.III	22.III	20.III	18.III	15.III	10.III	5.III
-4	12.IV	7.IV	31.III	23.III	20.III	17.III	15.III	11.III	7.III	2.III	27.II
-5	3.IV	28.IV	22.III	19.III	15.III	11.III	8.III	4.III	1.III	25.II	21.II

Таблица 4 – Вероятность наступления осенних заморозков интенсивности в воздухе

Т _{мин} , °С	Обеспеченность, %										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
Болградский район											
0	27.IX	4.X	10.X	15.X	17.X	20.X	23.X	25.X	28.X	1.XI	5.XI
-1	2.X	10.X	15.X	19.X	23.X	25.X	26.X	28.X	30.X	7.XI	15.XI
-2	5.X	15.X	20.X	23.X	27.X	29.X	1.XI	5.XI	12.XI	25.XI	2.XII
-3	12.X	19.X	23.X	27.X	30.X	3.XI	6.XI	12.XI	19.XI	2.XII	9.XII
-4	18.X	23.X	27.X	30.X	4.XI	9.XI	15.XI	22.XI	29.XI	18.XII	12.XII
-5	15.X	17.X	30.X	7.XI	11.XI	17.XI	25.XI	5.XII	12.XII	19.XII	20.XII
Саратский район											
0	28.IX	30.IX	4.X	7.X	11.X	15.X	18.X	20.X	23.X	25.X	27.X
-1	29.IX	1.X	5.X	9.X	14.X	17.X	21.X	23.X	26.X	2.XI	7.XI
-2	30.IX	2.X	10.X	15.X	19.X	22.X	25.X	29.X	3.XI	8.XI	12.XI
-3	2.X	12.X	15.X	20.X	22.X	25.X	30.X	4.XI	10.XI	16.XI	25.XI
-4	10.X	15.X	19.X	23.X	27.X	1.XI	5.XI	10.XI	15.XI	20.XI	5.XII
-5	14.X	18.X	23.X	27.X	30.X	4.XI	9.XI	15.XI	22.XI	2.XII	9.XII

Выводы.

1. На основе методики уплотнения агроклиматической информации впервые выполнено комплексное районирование показателей заморозкоопасности в воздухе и на поверхности почвы в среднем масштабе на территории Одесской области с учетом микроклимата. Результаты научных разработок являются необходимой научной основой для рационального размещения теплолюбивой группы культур, а также составления микроклиматических карт условий заморозкоопасности в пределах отдельных хозяйств.

2. Практическая ценность полученных материалов по вероятности возможных дат весенних и осенних заморозков различной интенсивности заключается в том, что с их помощью можно оценить вероятность повреждения винограда, абрикоса, вишни, кукурузы и других культур опасными заморозками. Для этого необходимо располагать вероятностной характеристикой фаз развития конкретной культуры и учесть критические минимальные температуры этих фенофаз.

3. В пределах Одесской области необходим строгий учет микроклимата при размещении сельскохозяйственных культур. Теплолюбивые овощные и технические культуры, а также кукурузу, не следует возделывать в понижении рельефа (подножия склонов, дно долин и балок). Для них лучшими участками являются равнинные земли и пологие склоны (средняя часть) с легкими и средними по механическому составу почвами. Виноградники, сады следует закладывать на склоновых или равнинных землях, где они меньше будут подвергаться вредному воздействию опасных заморозков при более хороших условиях естественного проветривания.

Список литературы

1. *Агроклиматический атлас* Украинской ССР./ Под ред. С.А.Сапожниковой - Киев: Урожай, 1964.-37с.
2. *Агроклиматические ресурсы* и микроклимат Молдовы./ Под ред. З.А.Мищенко. – Кишинев: Штиинца, 1988.-163с.
3. *Алексеев Г.А.* Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения. – Труды ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. Вып.73.С.90-140.
4. *Гольцберг И.А.* Агроклиматическая характеристика заморозков в СНГ и методы борьбы с ними. – Л.: Гидрометеиздат, 1961.-198с.
5. *Краткий агроклиматический справочник* Украины. – Л.: Гидрометеиздат, 1976.-255с.
6. *Мищенко З.А.* Биоклимат дня и ночи. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.-280с.
7. *Мищенко З.А.* Учет микроклимата при размещении виноградников и садов. – Кишинев: Штиинца, 1986.-103с.
8. *Мищенко З.А., Ляшенко Г.В.* Методика агроклиматических расчетов параметров заморозкоопасности на примере винограда. Изв. АН Молдавской ССР, №2, 1988, с.55-59.
9. *Мищенко З.А.* Методика агроклиматической оценки и среднемасштабного районирования территории на основе продуктивности сельскохозяйственных культур. – Журн. Метеорологии и гидрологии, №8, 1999, с.87-98.
10. *Справочник по климату СССР.* Вып.10, ч.2 – Л.: Гидрометеиздат, 1966.
11. *Уланова Е.С., Забелин В.Н.* Методы корреляционного и регрессионного анализа в агрометеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.-с.

**Агрокліматична оцінка та районування показників заморозків на території Одеської області.
Мищенко З.А.**

Встановлені кількісні залежності між показниками заморозків у повітрі та на поверхні ґрунту навесні та восени. Застосовується методика стискання кліматологічної інформації та виконується комплексне районування умов заморозконебезпечності за дев'ятьма показниками у середньому масштабі на території Одеської області. Надається ймовірна оцінка дат весняних та осінніх заморозків різної інтенсивності. Визначається ймовірність пошкодження заморозками винограду та абрикоса.

Ключові слова: показники заморозків навесні та восени, комплексне районування, ймовірність дат заморозків.

**Agroclimatic estimation and zoning of light frost indices on the territory of the Odessa region.
Z.A.Mishenko**

Quantitative interdependencies of indices for light air frost and ground frost in spring and autumn are established. A method of climatological information compression is applied and complex zoning of conditions of light frost risk is carried out by nine indices on a middle scale within the limits of the Odessa region. Probabilistic assessment of dates for spring and autumn light frosts of various intensity is made. Probability of damage by freezing to vine and apricot is determined.

Keywords: indices of light frosts in spring and autumn, complex zoning, probability of dates of light frosts.

УДК (633 : 632.118) : 551.5

Л.Е. Божко, к.з.н.

Одесский государственный экологический университет

РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ И ПРОДУКТИВНОСТЬ ОВОЩНЫХ КУЛЬТУР

Излагаются результаты выполненных автором многолетних экспериментальных исследований гидрометеорологического режима полей с овощными культурами. Установлены закономерности изменения радиационного и теплового балансов в посевах баклажан, сладких перцев, томатов различной густоты, их влияние на формирование гидрометеорологического режима и его изменение под влиянием орошения.

Ключевые слова: *овощные, гидрометеорологический, продуктивность, тепловой, радиационный, баланс, эксперимент, радиация, урожай, орошение.*

Введение. Исследования радиационного и теплового балансов сельскохозяйственных полей способствуют существенному расширению и углублению представлений о закономерностях радиационно-теплового режима подстилающей поверхности и их изменении под влиянием орошения.

Для анализа закономерностей физического режима атмосферы внутри растительного покрова необходимо иметь представление об особенностях фитогеометрии как отдельных растений, так и их сообщества.

Радиационные процессы, протекающие в деятельном слое любого фитоценоза, являются энергетической основой фотосинтеза, определяют жизнедеятельность растений и формирование их продуктивности. Исследованию этого вопроса придается особое значение в связи с биофизическими аспектами проблем фотосинтеза растительного покрова [1 – 5, 8].

Целью исследования является изучение связи продуктивности овощных культур с составляющими теплового баланса и элементами микроклимата, а также влияние их изменения на продуктивность культур под влиянием орошения. Исследование сводится к решению следующих задач: изучению закономерностей формирования радиационно-теплового режима в зависимости от состояния растительного покрова, условий возделывания овощных культур и орошения.

Материалы и методы исследования. В основу исследований был положен комплексный биолого-агрометеорологический эксперимент для получения сведений о факторах жизнедеятельности, состоянии растений и их фотосинтетической продуктивности. Эксперимент включал наблюдения за состоянием растений и посевов в целом (фенологические и фитометрические), за состоянием внешней среды (полный комплекс актинометрических, фитоклиматических, тепло- и водобалансовых наблюдений над посевом и в посевах).

Экспериментальные исследования проводились с 1993 по 1996 г. на посевах наиболее распространенных в сельскохозяйственном производстве сортов сладкого перца, баклажан и томатов на полях АМЛ «Черноморка». Поля расположены на равнинном плато с небольшим уклоном на юг. Почвы – южные черноземы, среднесуглинистые, слабосолонцеватые. Предшественники – чистые пары. Размер наблюдательных участков 40 – 60 м². Посадка растений ленточно - двустрочная. Полив – дождеванием, за вегетационный период 8-12 поливов перца и баклажан и 8-10 поливов томатов с нормами поливов от 250 м³/га перед высадкой и после высадки рассады в грунт и 350 – 450 м³/га в течение вегетационного периода культур. Нормы

поливов рассчитывались исходя из влажности почвы перед поливами и сумм осадков. Поливы производились из расчета поддержания влажности почвы 75 – 85 % НВ.

Контролем служили материалы синхронных наблюдений на метеорологической площадке, расположенной в 200 м от экспериментальных участков.

При исследовании продукционного процесса овощных культур их посевы рассматривались как единое целое сообщество одновидовых растений, поэтому фитометрические наблюдения проводились таким образом, чтобы можно было дать достоверную характеристику этому сообществу, в соответствии с общепринятыми методикой [6, 7].

При выборе параметров, характеризующих факторы жизнедеятельности растений, исходили из таких предпосылок: каждый фактор должен определяться одним параметром; выбранный параметр должен позволять элиминировать полученные зависимости от конкретных географических условий; каждый параметр должен просто и надежно измеряться.

В программу радиационных наблюдений входило измерение радиационного баланса (R) и его составляющих: прямой (S'), суммарной (Q), рассеянной (D), отраженной радиации (r_k) и эффективного излучения ($E_{эф}$) на посевах овощных и метеорологической площадке, измерение их вертикальных профилей в растительном покрове ($ПП$) и определение радиационных характеристик посевов в области фотосинтетически активной радиации (ФАР). Наблюдения проводились в соответствии с «Наставлением по актинометрическим наблюдениям» (1961) над и под $ПП$, а также над вертикальным распределением радиационных потоков внутри $ПП$ часовыми сериями в основные фазы развития растений. Для исследования термического режима и теплового баланса проводилось определение температуры и влажности воздуха в посевах на высоте 10 см; температуры, влажности воздуха и скорости ветра на высотах 50, 100, 200 см над слоем вытеснения; температуры поверхности почвы и на глубинах 5, 10, 15, и 20 см; составляющих радиационного баланса на высоте 1,5 м над посевом.

Обработка наблюдений за составляющими радиационного баланса производилась в соответствии с [7].

Радиационный баланс посевов овощных культур представляет разницу между приходом и расходом коротко- и длинноволновой радиации на их деятельную поверхность и выражается уравнением

$$R = S' + D - r_k + E_a - E_3 - r_q, \quad (1)$$

где S' и D – прямая и рассеянная радиация, поступающие на деятельную поверхность;

r_k – отраженная коротковолновая солнечная радиация от деятельной поверхности;

E_a – излучение атмосферы, направленное к деятельной поверхности;

E_3 – излучение деятельной поверхности, направленное в атмосферу;

r_q – отраженная длинноволновая радиация.

Обычно отраженная длинноволновая радиация настолько незначительна, что этой величиной пренебрегают, а величину отраженной коротковолновой радиации оценивают отражательной способностью деятельной поверхности, т. е. альбедо (A_k), тогда

$$R = (S' + D) (1 - A_k) - \sigma E_a - E_3, \quad (2)$$

где σ – поглощательная способность деятельной поверхности.

Водобалансовые наблюдения включали: определение запасов продуктивной почвенной влаги, измерения осадков, количества поливов и поливные нормы, испарения с поверхности почвы и суммарного испарения. Наблюдения над запасами

продуктивной влаги в почве проводились еженедельно, а также до и после полива термостатно - буровым методом до глубины 80 см через каждые 10 см.

Суммарное испарение E определялось по уравнению водного баланса

$$E = W_1 + X - W_2 - r_e - r_r - r_{нов.} \quad (3)$$

где W_1 и W_2 - начальные и конечные за расчетный период запасы влаги (мм);

X - сумма осадков за расчетный период плюс поливы (мм);

$r_e, r_r, r_{нов.}$ - составляющие вертикального, горизонтального и поверхностного стока. при хорошо спланированных полях этими составляющими можно пренебречь. Тогда формула для расчета E упрощается.

Осадки (X) и количество поливной воды на полях определялось дождемерами Ф.Ф. Давитая, установленными в междурядьях в восьмикратной повторности.

По данным измерений интегральной (ИР) и фотосинтетически активной радиации (ФАР) над и под РП определялись показатели: коэффициенты пропускания прямой a_s , рассеянной a_d и суммарной a_t интегральной и фотосинтетически активной радиации как отношение соответствующих потоков под растениями и над ними; альbedo посевов и почвы; коэффициенты ослабления эффективного излучения ϵ_t и полного радиационного баланса b_t ; коэффициенты поглощения интегральной радиации a_p и ФАР $a_{нф.}$

При изучении вегетационного хода радиационных характеристик РП использовались средневзвешенные за день и за сутки значения альbedo (A_k), коэффициенты пропускания (a_t) и поглощения интегральной и фотосинтетически активной радиации (a_n). Преимуществом этих величин является их независимость в течение вегетационного периода от высоты солнца, его азимута и они определяются, в основном, степенью развития РП. Количество солнечной радиации, поглощенной за сутки или другие отрезки времени, можно получить используя средневзвешенные значения указанных величин.

Наблюдения над вертикальным распределением радиационных потоков внутри растительного покрова выполнялись с помощью пиранометров и балансомеров, установленных на специальной стойке внутри травостоя и проводились часовыми сериями. Внутри травостоя измерялся нисходящий поток рассеянной радиации (D_j), радиационный баланс без солнца ($B - S'$) и коэффициент пропускания a_s прямой солнечной радиации. Одновременно измерения всех величин выполнялось на высоте 1,5 м над РП.

Результаты исследований. Влияние орошения на динамику составляющих теплового баланса посевов исследовалось многими авторами [1-5]. Однако, для посевов овощных культур эти исследования носят, в основном, качественный характер.

Динамика хода составляющих радиационного баланса на поле с овощными культурами в разные периоды их развития разная (табл. 1).

Прямая солнечная радиация (S') во все фазы развития овощных растений является наиболее существенной составляющей радиационного баланса в течение всей вегетации и имеет дневной максимум между 11 и 12 часами. За вегетационный период максимальное значение $S' = 5,36 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² наблюдалось в период массового цветения (конец июня).

Исследование пропускания S' растительностью проводилось с помощью формулы Ю.Росса и Т. Нильсона [8]

$$a_{s_s} = \exp [- G (h_o) L \sin (h_o)], \quad (4)$$

где $G (h_0)$ - эффективная проекция единицы площади фитоэлементов на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам.

Таблица 1 – Дневной ход составляющих радиационного баланса, на поле занятом растениями сладкого перца ($Вт \cdot м^{-2}$)

Составляющие радиационного баланса	Часы наблюдений						
	6 – 7	7 – 8	9 - 10	11 – 12	13 – 14	15 - 16	17 – 18
Высадка рассады в грунт (15 – 22 мая)							
R	0,21	3,19	5,58	6,62	6,28	3,98	1,53
S'	0,62	3,41	5,48	7,96	7,54	5,09	2,09
D	0,55	1,18	1,04	1,26	1,33	1,39	1,60
Q	1,25	4,74	7,26	8,10	8,58	6,56	2,79
A_K	0,91	0,97	1,05	1,27	1,39	1,60	-
r_k	-	0,63	0,91	1,04	1,04	1,04	0,55
E_a	2,79	2,79	3,07	3,01	3,01	3,07	3,35
E_3	3,28	3,55	3,62	3,71	3,71	3,76	3,76
r_q	-0,49	-0,56	-0,83	-0,83	-0,83	-0,83	-0,83
Цветение (конец июня)							
R	0,21	2,79	5,23	6,35	6,00	3,77	1,47
S'	0,69	3,49	7,40	8,93	7,68	6,01	3,49
D	0,49	1,11	1,39	1,32	1,41	1,25	0,84
Q	1,25	4,40	7,59	8,38	8,52	6,84	2,93
A_K	-	1,53	1,32	1,29	1,29	1,39	-
r_k	0,35	0,91	1,39	1,41	1,44	1,19	0,55
E_a	3,00	3,21	3,25	3,49	3,50	3,50	3,49
E_3	3,23	3,98	4,39	4,46	4,46	4,54	4,52
r_q	-0,69	-0,76	-1,11	-0,98	-0,98	-0,95	-0,95
Техническая спелость (конец июля)							
R	0,07	2,17	4,96	6,26	5,96	3,69	0,87
S'	0,41	2,72	6,21	7,61	6,98	4,47	1,54
D	0,27	0,83	0,97	1,05	1,15	0,84	0,41
Q	0,63	3,96	8,45	8,17	8,17	5,31	2,09
A_K	-	0,91	1,39	1,39	1,25	1,06	-
r_k	0,13	1,69	1,41	1,41	1,47	1,60	0,91
E_a	3,14	3,12	3,52	3,52	3,52	3,49	3,21
E_3	3,69	4,01	4,33	4,33	4,45	4,54	4,19
r_q	-0,50	-0,13	-0,83	-0,76	-0,98	-0,67	-0,41

Эта функция существенно зависит от структуры посева и, прежде всего, от ориентации листьев. В посевах овощных культур 2/3 листьев расположены в верхнем слое. Посевы овощных культур горизонтально неоднородны, что влияет на величину a_s . Наши исследования показали, что ход a_s в начальные фазы развития растений имеет несущественную асимметрию, которая усиливается по мере роста растений и ее проявление зависит от ориентации рядов растений относительно сторон света. Ослабление радиации в посевах овощных культур существенно зависит от высоты растений, надземной фитомассы и площади листьев. Среди рассматриваемых овощных культур наибольшее ослабление радиации наблюдается на посевах сладкого перца, наименьшее – на посевах томатов.

Рассеянная радиация (D) имеет незначительный максимум между 14 и 15 часами и составляет в среднем $1,26 - 1,60 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² в июне и $0,91 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² в августе. Такой же ход S' и D наблюдались на полях баклажан и томатов.

Разность между прямой и рассеянной радиацией на поле с растениями баклажан, сладких перцев, томатов и метеорологической площадкой составляет в среднем $0,14 - 0,18 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Суммарная радиация Q является основной приходной частью радиационного баланса и в часы с максимальными значениями $7,33 - 8,01 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² изменяется незначительно, уменьшаясь от высадки рассады в грунт до технической спелости.

Пропускание суммарной радиации (a_t) растительным покровом определяется закономерностями коэффициентов пропускания прямой и рассеянной радиации и рассчитывается по формуле

$$a_t = 1 / (1 + cL / \sin(h_0)), \quad (5)$$

где коэффициент c меняется в зависимости от высоты солнца. При однородном посеве и при расположении L на высоте $2/3$ высоты растений значение коэффициента пропускания составляет от 0,8 до 0,9 для томатов и 0,6 – 0,8 баклажан и перца.

Дневной ход отраженной коротковолновой радиации (r_k) аналогичен ходу прямой солнечной радиации и составляет после высадки рассады в грунт $1,04 - 1,05 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², в период цветения – $0,96 - 1,19 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² для всех рассматриваемых овощных культур. Значение r_k на полях с культурами ниже, чем на метеорологической площадке. Наибольшее значение r_k наблюдается в период максимального прироста листовой поверхности растений (техническая спелость).

Альbedo (A_k) полей с овощными культурами зависит от возраста растений и определяется отражательной способностью деятельной поверхности. После высадки рассады в грунт отражение происходит в основном от поверхности почвы и составляет около 13 %. По мере развития растений величина альbedo возрастает и в фазе технической спелости достигает значений 24 – 26 % на полях сладких перцев, 23 – 24 % на полях баклажанов, и 21 – 22 % на полях томатов. После технической спелости альbedo на полях всех культур изменяется незначительно. На метеорологической площадке альbedo практически постоянно.

Кроме коротковолнового потока в виде прямой и рассеянной радиации к деятельной поверхности поступает длинноволновая лучистая энергия от излучения атмосферы. Основными факторами, определяющими длинноволновое излучение атмосферы, являются изменения температуры и влажности воздуха с высотой. В суточном ходе излучение атмосферы на метеорологической площадке выше, чем на полях с овощными культурами. Наибольшая разница между максимумом и минимумом наблюдается спустя две недели после высадки рассады в грунт. По мере развития растений она уменьшается и к технической спелости составляет от $0,07 \cdot 10^{-2}$ до $0,13 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Суточный ход излучения деятельной поверхности (E_3) полей овощных культур существенно отличается от суточного хода E_3 на метеорологической площадке. На метеорологической площадке E_3 выше, чем на поле, имеет четко выраженный минимум к восходу солнца и максимум после полудня. Наибольшая разница между значениями E_3 на метеорологической площадке и на полях овощных культур наблюдается в 13 часов и составляет $1,74 - 1,88 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В ночное время E_3 на полях с овощными культурами выше на $0,07 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Особенно увеличивается разница после полива.

Длинноволновый радиационный баланс (r_q) имеет более высокие значения на полях с овощными культурами по сравнению с метеорологической площадкой.

Максимальных значений он достигает в послеполуденные часы в период массового цветения. Амплитуда колебаний суточного хода r_q на полях с овощными культурами составляет $0,42 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², на метеорологической площадке она равна $1,79 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Наименьшие значения амплитуды на полях наблюдаются в первые дни после поливов. Амплитуда колебаний суточного хода длинноволнового радиационного баланса на полях с овощными культурами увеличивается по мере удаления от даты полива и перед очередным поливом достигает значений $0,97 - 1,11 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². На суточный ход амплитуды также значительное влияние оказывает разница температур деятельной поверхности полей с овощными культурами и метеорологической площадки.

Суточный ход радиационного баланса R отчетливо выражен и на участках с овощными культурами и на метеорологической площадке.

Максимальное значение R наблюдается около полудня, минимум – после захода солнца в период массового цветения баклажан, сладких перцев и томатов ($7,74 - 7,79 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²).

Ночные значения радиационного баланса, в основном, определяются потоками эффективного излучения и зависят от температуры деятельной поверхности, облачности и стратификации атмосферы. В среднем ночью радиационный баланс колеблется в пределах от $-0,43$ до $-0,48 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Максимальная суточная амплитуда наблюдается в период массового цветения овощных и составляет на поле перцев $7,84 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², баклажан – $7,65 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², томатов – $7,63 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

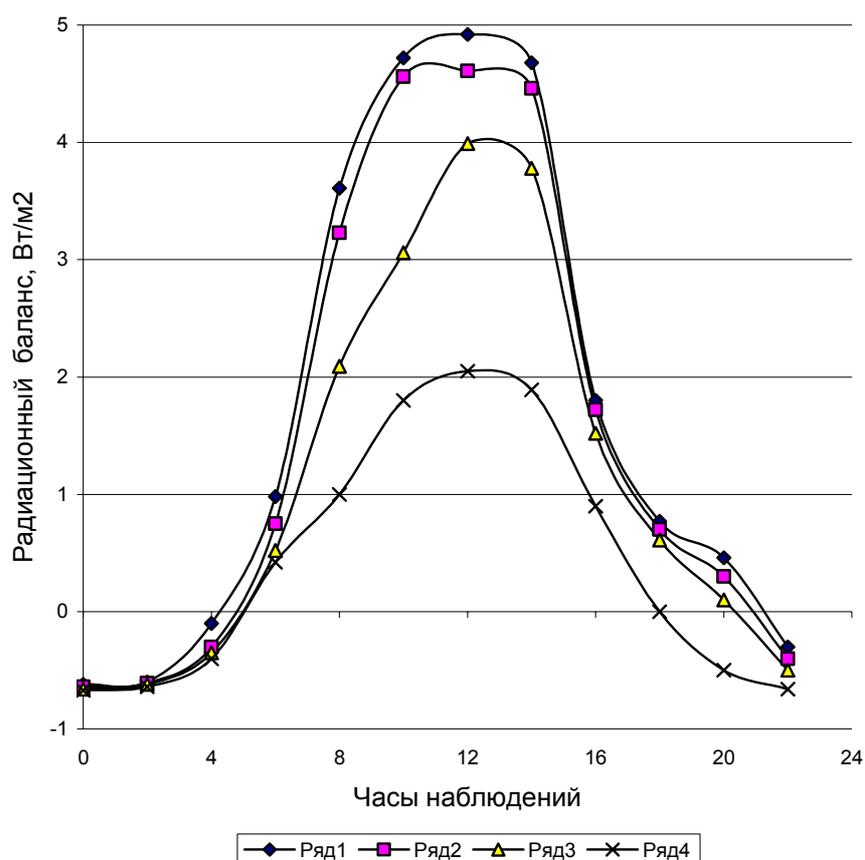
В ночные часы значения радиационного баланса на полях с овощными культурами мало отличаются от его значений на метеорологической площадке и всегда имеют отрицательный знак.

Переход радиационного баланса через 0 на полях с овощными культурами в утренние часы происходит раньше, чем на метеорологической площадке на 40 мин – 1 час.

Значения радиационного баланса в дневные часы на полях с овощными культурами больше, чем на метеорологической площадке в течение всего периода вегетации. Разности уменьшаются в дни перед поливом и достигают значений $2,16 - 1,99 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Значения R на полях овощных культур и на метеорологической площадке изменяются вслед за изменением притока радиации к деятельной поверхности.

Облачность нарушает ход радиационного баланса. В пасмурные дни послеполуденные значения радиационного баланса значительно ниже до полуденных. Изменяется также значение радиационного баланса под влиянием орошения.

Радиационные свойства посевов овощных культур в значительной степени зависят от фаз развития растений. По мере роста и развития растений дневные величины значений радиационного баланса уменьшаются. При средней высоте растений 40 – 45 см и относительной площади листьев 26 – 28 тыс. м²/га величина послеполуденного радиационного баланса составляет $4,6 - 4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². При высоте растений 55 – 60 см и площади листьев 29-30 тыс. м²/га полуденные значения радиационного баланса составляют $3,6 - 2,8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² (рис. 1). Радиационный баланс в слое растительности уменьшается и составляет на высоте 20 см от поверхности почвы 38 – 42 %, на высоте 35 – 40 см - 45 – 47 % общего радиационного баланса.



1 - после высадки рассады в грунт; 2 - в период массового цветения; 3 - в период технической спелости; 4- перед прекращением вегетации
 Рисунок 1 - Суточный ход радиационного баланса поля сладких перцев.

Тепловой баланс подстилающей поверхности в значительной мере определяется величиной радиационного баланса и рассчитывался по формуле

$$R = P + LE + B + \Delta, \tag{6}$$

где R – радиационный баланс подстилающей поверхности;
 P - турбулентный поток теплоты;
 LE – затраты теплоты на испарение (L – удельная теплота парообразования, E - поток водяного пара или суммарное испарение);
 B – поток теплоты в почву;
 Δ - тепло, расходуемое или выделяемое при биохимических процессах, происходящих в растениях или почве. Эта величина не превышает 2 % от величины радиационного баланса и при расчетах ею пренебрегают.

Известно, что характер деятельной поверхности поля, занятого растениями, изменяется по мере роста и развития растений. Также на характер деятельной поверхности влияют: орошение, внесение удобрений, агротехнические мероприятия. Все эти факторы оказывают существенное влияние на структуру теплового баланса деятельной поверхности [2, 4, 5].

В табл. 2 представлены средние значения составляющих теплового баланса по межфазным периодам развития овощных культур.

В суточном ходе турбулентного теплообмена (P) и затрат тепла на испарение (LE) установлено, что максимальное значение этих величин наблюдается около полудня (рис. 2). После 14 часов наблюдается смена знаков потока тепла в почве (B). Суточная сумма теплообмена по средним данным на всех полях составляет 4 - 5 % соответствующей величины радиационного баланса. На нагревание воздуха путем турбулентного теплообмена затрачивается за сутки $544,7 \cdot 10^4$ Вт/м², что составляет 42 - 44 % суточной суммы радиационного баланса.

Отрицательные значения турбулентного потока тепла (P), т. е. притока тепла из воздуха к деятельной поверхности, в сумме составляет 3 - 5 % положительных значений P .

Расход тепла на испарение в среднем за сутки равен $585,6 \cdot 10^4$ Вт/м², что составляет 50% радиационного баланса. При этом затраты тепла на испарение в дневные часы меньше турбулентной теплоотдачи в воздух, а в сумме за сутки обе составляющие баланса очень близки между собой. Суточная сумма теплообмена в почве (B) по осредненным данным за 3 года эксперимента равна 4 - 5 % соответствующей величины радиационного баланса. В результате теплооборота за сутки деятельная поверхность посадок овощных культур получает от $52,3 \cdot 10^4$ до $54,4 \cdot 10^4$ Вт/м².

В период от цветения до последнего сбора овощных культур в величинах составляющих теплового баланса происходят изменения, особенно перед поливом и в первые дни после полива. Затраты тепла на испарение после полива увеличиваются в 1,5 - 2 раза, а турбулентный поток в дневные сроки уменьшается. Эта закономерность сохраняется на полях всех культур. Перед поливом максимальное значение затрат тепла на испарение достигает $1,04 \cdot 10^4$ Вт/м² после полива - $1,67 \cdot 10^4$ Вт/м². Турбулентный теплообмен до полива составляет $0,622 \cdot 10^4$ Вт/м² после полива $0,79 \cdot 10^4$ Вт/м².

Существенно различаются среднесуточные значения величин теплового баланса на полях с различной густотой стояния растений, различной степенью развития растительного покрова, до и после поливов и по сравнению с метеорологической площадкой (табл. 3).

Следует отметить, что к моменту наступления технической спелости плодов всех культур, когда наблюдается наибольшее развитие растительного покрова, различия в величинах составляющих теплового баланса несколько сглаживаются между участками с различной густотой посадок, но остаются значительными по сравнению с метеорологической площадкой.

Различия в составляющих теплового баланса в разные межфазные периоды обусловлены в основном изменением поглощательных свойств деятельной поверхности, физических свойств почвы под влиянием орошения и биологическими процессами, происходящими в растениях под влиянием орошения.

Уменьшение дневных сумм составляющих теплового баланса по фазам развития культур от высадки рассады в грунт до биологической спелости объясняется уменьшением прихода суммарной радиации и возрастанием эффективного излучения деятельной поверхности.

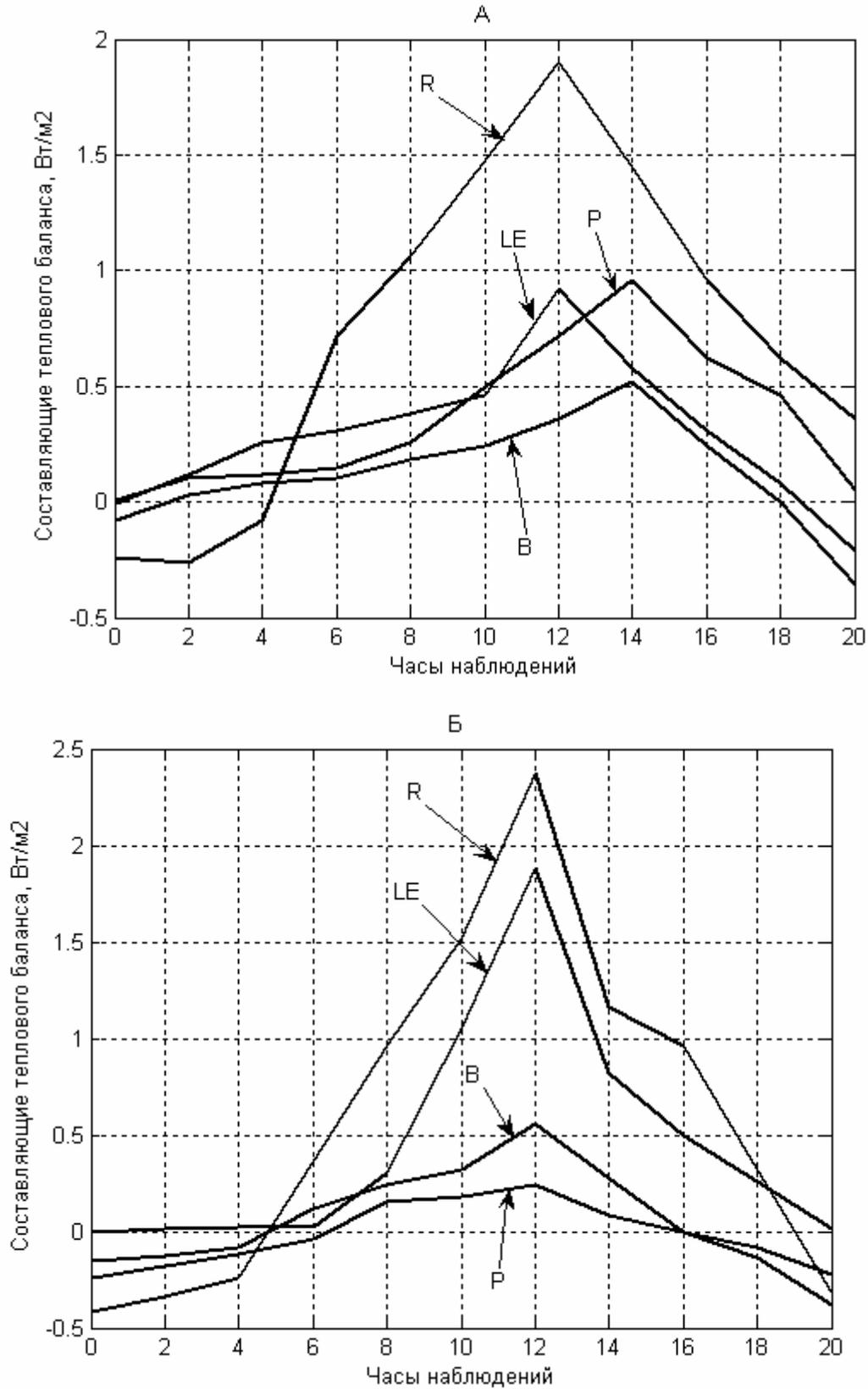


Рисунок 2 - Суточный ход составляющих теплового баланса посевов сладкого перца. А) до полива; Б) – после полива.

Таблица 2 – Суточный ход составляющих теплового баланса поля баклажан по межфазным периодам развития

Межфазные периоды	Составляющие теплового баланса	Ч а с ы н а б л ю д е н и й									
		0	4	6	8	10	12	14	16	18	20
высадка рассады в грунт- цветение	<i>R</i>	- 0,63	- 0,55	0,48	3,14	4,54	4,37	3,66	2,09	0,00	-0,48
	<i>P</i>	- 0,14	- 0,9	0,00	0,48	1,25	1,87	1,81	1,39	0,06	-0,06
	<i>LE</i>	- 0,19	0,06	0,06	0,82	1,28	1,39	1,31	1,11	0,69	0,38
	<i>B</i>	- 0,69	- 0,36	0,38	1,39	1,81	1,31	0,36	-0,18	-0,83	-1,05
цветение– техническая спелость	<i>R</i>	- 0,35	- 0,24	0,06	2,65	4,75	5,65	5,02	2,24	0,20	-0,36
	<i>P</i>	- 0,06	- 0,12	-0,18	-0,36	-0,47	-0,62	-0,62	-0,12	-0,12	-0,12
	<i>LE</i>	- 0,06	0,12	0,35	2,51	4,53	5,44	5,35	3,55	0,76	0,20
	<i>B</i>	- 0,05	- 0,05	0,00	0,06	0,10	0,12	0,05	0,00	-0,04	-0,07
техническая спелость– последний сбор	<i>R</i>	- 0,36	- 0,24	- 0,24	1,60	3,42	4,26	3,42	0,97	- 0,36	-0,48
	<i>P</i>	- 0,06	- 0,06	- 0,18	0,06	0,62	0,48	0,55	0,06	- 0,06	-0,18
	<i>LE</i>	0,06	0,00	0,12	1,05	1,67	2,72	2,45	0,18	0,06	0,18
	<i>B</i>	- 0,31	- 0,24	- 0,06	0,18	0,76	0,83	0,35	- 0,18	- 0,36	-0,48

Важным показателем теплового баланса является его структура. Подструктурой теплового баланса подразумевается соотношение между отдельными составляющими: R, LE, P, G . В качестве характеристики структуры теплового баланса PII нами используется отношение P/R_{pn} , где R_{pn} - радиационный баланс PII . Как указывается в [1-3] в первом приближении R_{pn} равен количеству поглощенной растениями ФАР. Была получена зависимость отношения P/R_{pn} от суммарной радиации Q и запасов продуктивной влаги W . Зависимость характеризуется достаточно высоким значением корреляционного отношения ($\eta = 0,72 \pm 0,02$) и может быть использована для расчета отношения P/R_{pn} по значениям Q и W . Зависимость позволяет сделать вывод, что доля турбулентного теплообмена в радиационном балансе PII тем выше, чем ниже запасы влаги в почве и чем выше приход солнечной радиации при неизменных запасах влаги (рис 3).

Комплексным показателем тепло- и влагообеспеченности посевов служит соотношение Боуэна (P/LE). Его используют при исследовании закономерностей взаимной зависимости компонентов внешней среды и продуктивности растений [5]. Отношение Боуэна может служить теплобалансовым критерием оценки засушливых условий и динамическим показателем эффективности оросительных мероприятий.

Основными параметрами, определяющими изменчивость соотношения Боуэна, являются состояние РП и условия влагообеспеченности. Исследование связи P/LE с относительной площадью листьев (L) и относительными запасами продуктивной влаги (W) показало, что доля влияния этих величин на P/LE составляет 58 %, тогда как других факторов – 42 %.

Зависимость P/LE от относительной площади листовой поверхности при разных значениях запасов продуктивной влаги в полуметровом слое почвы представлена на рис.4.

Таблица 3 – Суточные суммы составляющих теплового баланса поля баклажан и метеорологической площадки перед поливом и после полива в различные периоды развития растений (Вт/м²)

Даты Полива	До полива				После полива			
	R	LE	P	B	R	LE	P	B
Поле баклажан								
1.УІ	1443	758	415	-38	1550	1839	-305	17
10.УІ	1391	1110	255	25	1825	1926	-150	-13
1.УІІ	1445	1516	-46	-25	1676	1927	-234	-14
10.УІІ	1298	548	646	113	1763	1659	79	25
1.УІІІ	1039	552	398	79	1361	1106	171	83
1.УІІІІ	997	550	377	67	1257	1022	159	79
Фазы развития растений	Поле баклажан				Метеорологическая площадка			
	R	LE	P	B	R	LE	P	B
10 дней после высадки рассады	1634	1298	71	620	1072	649	268	171
Цветение	1496	1453	25	17	921	477	389	54
Техническая спелость	1277	2032	-8	-366	1131	712	222	195

При высоких значениях запасов продуктивной влаги ($W = 80\% \text{ НВ}$) наблюдаются близкие к нулю и отрицательные значения P/LE . Это означает, что имеет место отрицательный турбулентный приток тепла к подстилающей поверхности. Такие условия на орошаемом поле возникают при хорошем развитии PI , на фоне высоких температур, увеличении дефицита насыщения и скорости ветра. При отсутствии или слабом развитии PI ($L \leq 1$) независимо от степени увлажнения почвы турбулентный обмен имеет положительный знак.

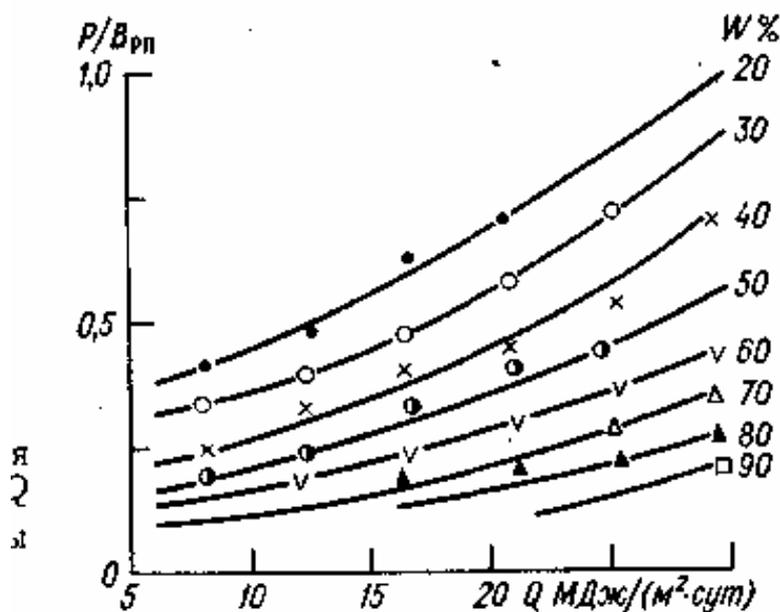


Рисунок 3 - Зависимость отношения $P/R_{рп}$ от суммарной радиации при различных запасах влаги в почве.

Связь P/LE с относительной площадью листьев и запасами влаги в почве криволинейна, корреляционное отношение составляет 0,62.

Суммарное испарение, как основная расходная составляющая теплового баланса орошаемых сельскохозяйственных полей, формируется под влиянием различных факторов: гидрогеологических, биологических, метеорологических, почвенных, хозяйственной деятельности человека.

Систематические наблюдения за суммарным испарением позволили выявить закономерности его изменения в динамике развития овощных культур в течение вегетационного периода.

Максимальные суточные величины суммарного испарения наблюдаются в период от цветения до технической спелости у всех рассматриваемых культур в связи с наибольшим количеством накопившейся растительной массы и повышенным температурным режимом (табл. 4).

Наибольшее количество потребляемой воды за вегетационный период приходится на долю сладкого перца, наименьшее – на долю томатов.

Сравнение величин суммарного испарения с полей овощных культур до полива и после полива показывает, что величина суммарного испарения до полива в два, два с

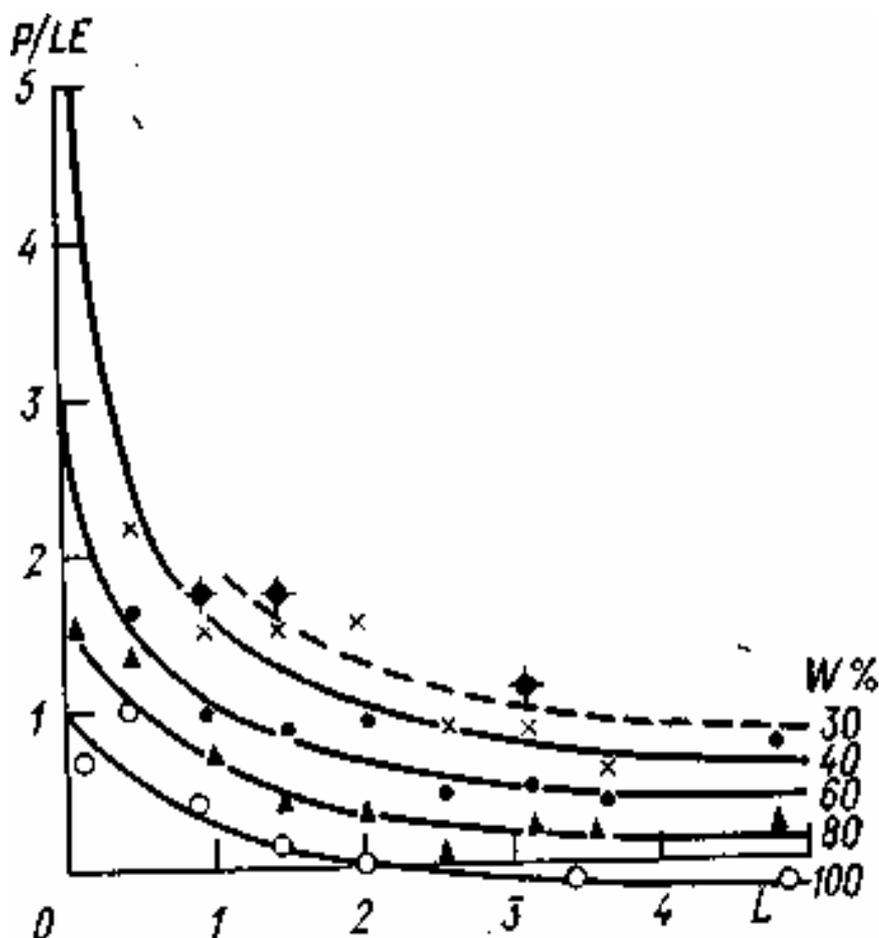


Рисунок 4- Зависимость структуры теплового баланса (P/LE) от относительной площади листьев и запасов продуктивной влаги в почве.

Таблица 4 – Суммарное испарение с полей овощных культур по межфазным периодам развития

Культуры	Меж ф а з н ы е п е р и о д ы						Всего
	высадка рассады в грунт – цветение		цветение– техническая спелость		техническая спелость– последний сбор		
	за период	за сутки	за период	за сутки	за период	за сутки	
Томаты	98	2,1	110	4,8	230	4,6	448
Сладкий Перец	95	2,5	154	6,5	281	5,8	530
Баклажаны	90	2,3	149	5,7	270	5,2	486

половиной раза ниже, чем после полива. Затем эффект орошения сглаживается и величина суммарного испарения через 6 – 7 дней достигает значений до полива. К моменту максимального развития надземной массы растений (фаза технической спелости) такого сглаживания не наблюдается вследствие увеличения транспирации

растений и уменьшения испарения из поверхности почвы из-за увеличения ее затенения. Такое соотношение величины суммарного испарения сохраняется до конца вегетационного периода.

Выводы. Обработка наблюдений экспериментальных исследований позволила количественно оценить влияние растительного покрова, солнечной радиации и режима увлажнения на структуру теплового баланса посевов. Из результатов анализа суточного и сезонного хода составляющих радиационного и теплового балансов следует, что величины составляющих обусловлены приходом суммарной радиации, мощностью и структурой посевов и увлажнением почвы.

Соотношение между наиболее важными составляющими теплового баланса: турбулентным потоком теплоты и ее затратами на суммарное испарение - существенным образом изменяется с развитием растений и изменением влажности почвы. Степень благоприятности условий произрастания растений тем выше, чем меньше это соотношение.

Турбулентный поток тепла можно использовать в качестве характеристики той части поглощенной растениями радиации, которая расходуется на перегрев растений при недостатке почвенной влаги, способствует снижению интенсивности фотосинтеза и скорости накопления органического вещества.

Экспериментальные данные позволят построить упрощенную модель радиационного режима посевов овощных культур для решения задач программирования урожая, а также для расчета урожая и радиационных характеристик посевов баклажан, сладких перцев и томатов при построении математических моделей продукционного процесса растений.

Список литературы

1. Гойса Н.И. Радиационные факторы и продуктивность сельскохозяйственных культур.// Труды УкрНИГМИ, 1978. –Вып. 164. –С. 49 – 72.
2. Ефимова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 214 с.
3. Гойса Н.И., Олейник Н.Р., Рогаченко А.Д. Гидрометеорологический режим и продуктивность орошаемой кукурузы. –Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 230 с.
4. Росс Ю.К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. –Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 342 с.
5. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – 210 с.
6. Методика проведения комплексных полевых опытов для построения математических моделей агробиоценозов. – Новочеркасск, 1978. – 36 с.
7. Руководство по теплбалансовым наблюдениям. –Л.: Гидрометеоздат, 1977.– 146 с.
8. Будаговский А.И., Росс Ю.К., Тооминг Х.Г. Вертикальное распределение потоков длинноволновой радиации и радиационного баланса в растительном покрове. – В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы.-Таллин.: Валгус, 1968. –С. 299 – 307.

Радіаційні фактори і продуктивність овочевих культур. Божко Л.Ю.

Викладаються результати виконаних автором багаторічних досліджень гідрометеорологічного режиму полів з овочевими культурами. Встановлені закономірності змін радіаційного та теплового балансів в посівах баклажан, солодкого перцю, томатів різної гуштини, та вплив цих змін на формування гідрометеорологічного режиму при зрошенні.

Ключові слова: овочеві, гідрометеорологічний, продуктивність, тепловий, радіаційний, баланс, експеримент, радіація, урожай, зрошення.

Radiating factors and efficiency of vegetable cultures. Bozhko L.E.

Results of the long-term experimental researches of a hydrometeorological regime of fields executed by the author with vegetable cultures are stated. Laws of change of radiating and thermal balances in crops an eggplant, sweet pepper and tomatoes of various density, their influence on formation of a hydrometeorological regime and its change under influence of an irrigation are established.

Key words: vegetable, hydrometeorological, efficiency, radiating, thermal, balance, experiment, radiation, irrigation.

ОСОБЛИВОСТІ ТРИВАЛОСТІ ВЕГЕТАЦІЙНОГО ПЕРІОДУ І ПЕРІОДУ АКТИВНОЇ ВЕГЕТАЦІЇ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ (ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІНИ ВНАСЛІДОК ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ)

На основі статичного аналізу емпіричних рядів даних про стійкі дати переходу середньодобової температури через 5°C і 10°C за період з 1960 по 2000 рр. досліджено особливості тривалості вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на території України.

Ключові слова: *вегетаційний період, період активної вегетації, кліматичні зміни.*

Вступ. Потепління глобального клімату – факт встановлений. Сьогодні основні зусилля науковців спрямовані на вирішення трьох аспектів даної проблеми. Перший - побудова моделей, на основі яких можна спрогнозувати подальший розвиток кліматичної системи і ступінь обґрунтованості моделей, що використовуються. Другий аспект – так звана проблема регіоналізації клімату, тобто яким чином глобальне потепління проявляється на окремих географічних територіях. Третій – встановлення оцінок наслідків глобального потепління і їх надійність. Сюди відносять екологічні, соціальні і економічні наслідки.

Стосовно першого аспекту, слід зазначити, що розроблено велику кількість моделей еволюції глобального клімату. Як приклад можна навести такі моделі: GFDL R30 – модель лабораторії геофізичної гідродинаміки (США, 1994 р.); CCC T32 – модель Центру дослідження клімату (Канада, 1994р.) Слід зауважити, що єдиної точки зору відносно можливих сценаріїв розвитку не існує. Так, наприклад, Міжурядова група експертів по зміні клімату (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change) за час своєї діяльності підготувала три звіти. Якщо в другому вважалося, що в XXI столітті глобальна середня температура повітря підвищиться на $1,5^{\circ}\text{C}$ – $3,5^{\circ}\text{C}$, то в останньому звіті (2001) [1] пропонуються інші значення, а саме: $1,5^{\circ}\text{C}$ – $5,8^{\circ}\text{C}$. Екологічні наслідки такого підвищення температури важко спрогнозувати.

Крім екологічних наслідків глобального потепління, можливе спричинення ряду соціально-економічних ефектів. З усіх видів діяльності людини потепління особливо зачіпатиме сільськогосподарське виробництво. Наявні дані спостережень показують, що тенденції зміни агрокліматичних ресурсів (наприклад, тривалості вегетаційного сезону) набули стійкого характеру [2, 3]. Ці зміни, у деяких випадках, створюють сприятливі умови для розвитку землеробства [4, 5]. Але в цілому, складно дати однозначну відповідь про те, сприятливими чи ні для світового сільського господарства будуть зміни клімату. Справа в тому, що з підвищенням температури тісно пов'язана зміна режиму опадів. Тому в багатьох сільськогосподарських регіонах основний вплив на підвищення чи зменшення врожайності буде чинити, напевне, саме зміна характеру і кількості опадів.

Ця стаття присвячена дослідженню одного із проявів глобального потепління на регіональному рівні – зміни дат стійких переходів середньодобової температури через значення 5°C і 10°C , і як наслідок – зміни тривалості вегетаційного сезону і сезону активної вегетації на території України.

Актуальність теми дослідження. Останнім часом з'явилося багато публікацій, які стосуються дослідження тенденцій зміни агрокліматичних ресурсів (в тому числі і термінів вегетаційних сезонів), але в основному вони присвячені територіям інших

країн [2-5]. Серед вітчизняних досліджень слід відмітити роботи, проведені в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті спільно з Гідрометцентром України [6-8], щодо оцінки реакції сільськогосподарських культур на зміну клімату і зміну агрокліматичних умов вирощування.

Інтерес до вивчення особливостей проблеми трансформації тривалості вегетаційних сезонів під впливом глобального потепління без сумніву пов'язаний з практичною значущістю сезонної динаміки природи і сільськогосподарської діяльності. Крім того, оцінки тенденції зміни цих агрокліматичних показників мають і самостійний науковий інтерес. Так, будучи пов'язаними з досить важливими природними процесами, які здатні моделювати кліматичні зміни, дати переходу температури через задані значення представляють своєрідний матеріал, який дозволяє досліджувати нестационарність прояву кліматичних змін у віковому ході.

Таким чином, зважаючи на останнє зауваження, тривалості вегетаційного сезону і сезону активної вегетації розглядаються в проведеному дослідженні як кліматичні характеристики.

Мета дослідження. Основною метою проведеного дослідження було виявити реакцію тривалості вегетаційного сезону і сезону активної вегетації на території України на глобальне потепління, тобто, яким чином і наскільки змінилися вказані кліматичні характеристики.

Матеріали і методи дослідження, визначення основних понять. Слід зазначити, що в агрометеорології однозначного визначення поняття вегетаційного періоду не існує [9], оскільки для різних сільськогосподарських культур потрібний різний температурний режим для росту і розвитку. В подальшому під зазначеними термінами будемо розуміти наступне.

Оскільки весняний перехід середньої добової температури через 5°C обумовлює початок вегетації для ранніх культур, то з цією величиною температури пов'язаний початок масових польових робіт, сівба ранніх ярових, інтенсивне відновлення росту озимих культур. Закінчується період вегетації цих культур зі стійким осіннім переходом середньої температури через 5°C . Тому, стійкий період часу із середньою добовою температурою більшою 5°C і називають вегетаційним періодом [8].

Активний ріст і розвиток більшості сільськогосподарських рослин проходить при середній добовій температурі вищій 10°C . Тому, говорячи про сезон активної вегетації, будемо мати на увазі стійкий період з середньою добовою температурою вищою 10°C [8].

У статті для дослідження особливостей тривалості вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на території України були використані статистичні ряди даних про стійкі дати переходу середньої добової температури через 5°C і 10°C . Опрацьовувались дані для періоду часу з 1960 по 2000 роки, отримані на 22 метеорологічних станціях. Вибрані метеорологічні станції охоплюють всі регіони України і вони рівномірно розміщені на її території.

Методи дослідження - ймовірно-статистичний аналіз.

Результати опрацювання статистичного ряду даних про тривалість вегетаційного періоду і їх аналіз. Перш ніж перейти до аналізу і опрацювання статистичних рядів емпіричних даних про тривалість вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на території України за період 1960-2000 рр. визначимо метеорологічні (точніше – кліматичні) норми вказаних величин.

Середня тривалість вегетаційного сезону на Україні за період 1961-1990 рр. (метеорологічна норма). Аналіз сучасної динаміки клімату планети приводить до висновку [10], що метеорологічною нормою всіх гідрометеопараметрів дійсно можна вважати середнє багатолітнє за 30 років, як це рекомендувала Міжнародна кліматична

комісія ще в 1935 році. Згідно сучасних рекомендацій Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) [8], таким тридцятилітнім періодом слід вважати період з 1961 р. по 1990 р. Зазначений проміжок часу багатолітнього усереднення кліматичних величин, вибраний на основі досить обґрунтованих фізико-кліматичних міркувань, суть яких полягає в тому, що цей проміжок є оптимальним проміжком часу, коли зменшувався до мінімуму вплив міжрічних кліматичних флуктуацій, з одного боку, і довгоперіодичних коливань (наприклад, надійно встановленої гармоніки з періодом ≈ 55 років), з другого.

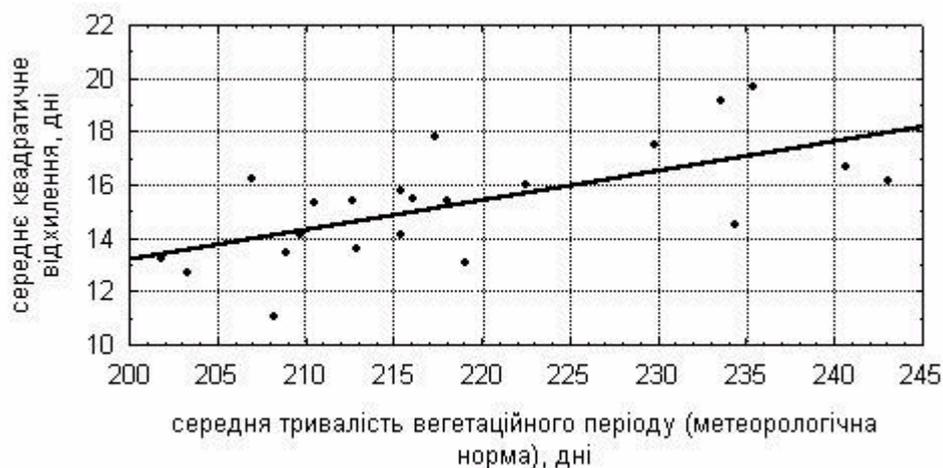
Як і слід було очікувати, середня тривалість вегетаційного періоду (метеорологічна норма) на Україні неоднорідно розподілена на її території (див. табл.1). Найбільша тривалість спостерігається в Криму і на Закарпатті, в межах 234-243 днів. Найменше значення спостерігається на північному сході (Чернігівська і Сумська області), 202-210 днів. Слід відмітити, що в основному відбувається збільшення тривалості вегетаційного періоду в меридіональному напрямку з півночі на південь.

Таблиця 1 - Метеорологічна норма тривалості вегетаційного періоду (I) і періоду активної вегетації (II) на вибраних метеорологічних станціях України (дні)

Станція	Середнє значення		Найменше значення		Найбільше значення		Середнє квадратичне відхилення	
	I	II	I	II	I	II	I	II
Берегове	241	191	217	157	290	227	17	20
Хуст	234	181	215	154	269	214	15	17
Броди	219	162	185	116	242	215	13	18
Вол.-Волинський	215	160	184	126	240	193	14	17
Ковель	216	161	184	126	256	212	16	20
Тернопіль	213	159	183	122	249	198	15	15
Коростень	209	160	183	124	238	212	13	19
Житомир	211	160	183	123	248	213	15	19
Умань	216	167	185	148	259	213	16	15
Одеса	234	183	202	149	287	214	19	16
Глухів	202	159	179	129	232	198	13	16
Ніжин	208	162	181	135	221	210	11	16
Лубни	210	167	181	141	236	207	14	15
Суми	203	161	178	130	227	186	13	15
Кіровоград	217	171	183	149	263	212	18	19
Полтава	207	168	171	144	236	205	16	15
Херсон	235	187	198	150	282	214	20	18
Мелітополь	230	186	192	165	263	212	18	12
Красноармійськ	213	171	182	149	235	210	14	15
Луганськ	218	177	181	153	241	208	15	16
Маріуполь	222	181	183	157	259	219	16	15
Клепініно	243	190	214	154	275	217	16	14

Метеорологічна норма середнього квадратичного відхилення тривалості вегетаційного періоду на території України коливається в межах від 11 до 20 днів. Тут теж можна відмітити деяке зростання середнього квадратичного відхилення з півночі на південь. Тобто існує досить значна додатна кореляція між середнім значенням і середнім квадратичним відхиленням (рис.1). Коефіцієнт кореляції рівний: $r = 0,642$.

Таким чином, з аналізу рис.1 випливає важливий висновок: із збільшенням метеорологічної норми тривалості вегетаційного періоду (тобто з півночі на південь по території України) збільшується інтенсивність міжрічних флуктуацій зазначеної кліматичної характеристики.



суцільна пряма - лінійна регресія: $y = 0.11 \cdot x - 8.90$

Рисунок 1 - Залежність середнього квадратичного відхилення тривалості вегетаційного періоду від метеорологічної норми цієї величини для території України.

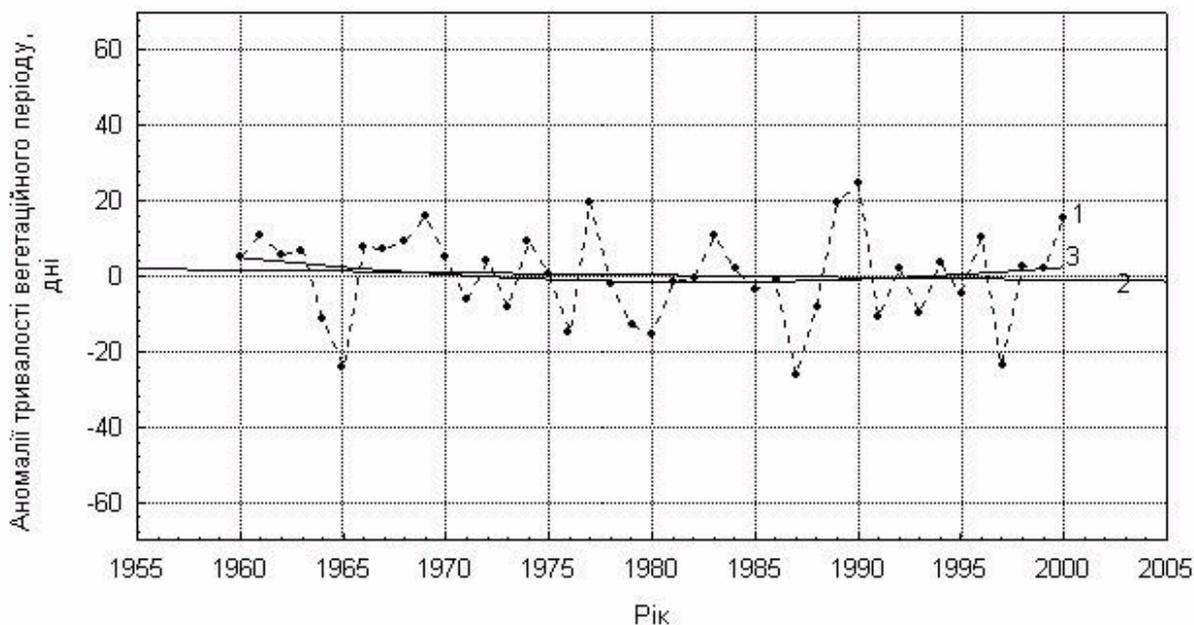
Тенденції зміни тривалості вегетаційного періоду на території України протягом періоду 1960-2000 рр. Для з'ясування питання, **як і на скільки** змінилася (і чи **взагалі змінилася**) тривалість вегетаційного періоду **в середньому по території** України за період 1960-2000 рр., було проведено просторове усереднення кліматичного поля вказаної кліматичної величини. Територія України була розподілена на окремі регіони з приблизно однаковою площею. Потім проводилось усереднення по кожному окремому виділеному регіону (по станціях, які потрапили у виділені регіони) з наступним усередненням отриманих значень по території України.

Подальший аналіз зручно проводити не з абсолютними значеннями досліджуваної величини, а з їх відхиленнями відносно деякого фіксованого значення. Як правило, такі відхилення називають аномаліями. Фіксоване значення можна вибирати довільним, виходячи з фізичної суті поставлених задач. Для зручності подальших досліджень в роботі розглядалися аномалії відносно середнього за проміжок часу 1960-2000 рр. значення. Для просторово усередненого по території України ряду тривалості вегетаційного періоду середнє за проміжок часу 1960-2000 рр. дорівнює 217 днів. На рис. 2 представлені результати проведених обчислень.

Для виявлення тенденції зміни середньої по Україні тривалості вегетаційного періоду за час спостереження з 1960 по 2000 рр., по усереднених емпіричних даних був побудований лінійний тренд. Як видно з рис. 2, спостерігається незначне зменшення тривалості: коефіцієнт лінійного тренда дорівнює -6 днів/100 років. Отже, не зважаючи

на глобальне потепління, в середньому по території України протягом періоду 1960-2000рр. відмічалось зменшення тривалості вегетаційного періоду.

Тут слід *особливо* наголосити, що отриманий результат – коефіцієнт лінійного тренда – має дуже малу прогностичну цінність. Тобто, на основі отриманого значення коефіцієнта лінійного тренда *не можна* стверджувати, що протягом майбутніх проміжків часу буде відбуватися зменшення середньої по території України тривалості вегетаційного періоду з інтенсивністю 6 днів/100 років. Більше того, знайдене значення можна вважати характеристикою інтенсивності зміни тривалості вегетаційного періоду (зміни, яка вже відбулася) *тільки* при умові, що маються на увазі зміни за цілком визначений проміжок часу, а саме період з 1960 по 2000 рр. Справа в тому, що значення коефіцієнтів лінійних трендів гідрометеорологічних параметрів суттєво залежать від вибраного для їх оцінки періоду часу. Так, якщо ми розглядаємо 41-річний інтервал часу, то, таким чином, не буде враховуватись вплив на цю величину можливих довгоперіодичних (з періодом > 41 років) коливань (наприклад, для глобальної температури є надійно встановлені коливання з періодом 55 років). Для більш точної оцінки зміни тривалості вегетаційного періоду внаслідок глобального потепління, так, як і для більш точної оцінки майбутніх значень досліджуваної кліматичної характеристики, необхідно проводити аналіз емпіричних даних з набагато довшим періодом спостережень.



1 – просторово усереднені емпіричні дані; 2 – лінійний тренд (коефіцієнт лінійного тренда -6 днів/100 років); 3 – біноміальне наближення

Рисунок 2 - Віковий хід усереднених по території України аномалій тривалості вегетаційного періоду.

Зроблені зауваження можна в деякій мірі проілюструвати, якщо побудувати біноміальне наближення для емпіричного ряду. В цьому випадку мінімальне значення тривалості вегетаційного сезону спостерігалось в 1982 році із незначним збільшенням в наступні роки.

Можливо, біноміальне наближення більш правильно відображає реальні тенденції в зміні тривалості вегетаційного сезону. Якщо це дійсно так, то можна висунути

гіпотезу, що середня по Україні тривалість вегетаційного сезону реагує на коливання температури з деяким запізненням (≈ 17 років), оскільки відомо, що на початку 60-х років був локальний мінімум глобальної температури. Для підтвердження чи спростування висунутої гіпотези знову ж таки необхідно проаналізувати емпіричні дані з набагато довшим періодом спостереження ніж 41 рік.

Для виявлення особливостей ходу тривалості вегетаційного періоду в різних регіонах України був проведений статистичний аналіз емпіричних рядів по кожній із вибраних станцій. Зведені результати статистичного опрацювання емпіричних рядів даних по кожній станції наведені в табл. 2.

Слід відзначити велику просторову неоднорідність в кліматичних полях отриманих результатів, яку важко пояснити. Так, наприклад, значення коефіцієнтів лінійних трендів коливаються в межах від -34 днів/100 років до +13 днів/100 років, тобто інтенсивність зміни тривалості вегетаційного сезону різко коливається в межах України.

Таблиця 2 - Статистична характеристика емпіричних рядів тривалості вегетаційного періоду (I) і періоду активної вегетації (II) за час спостереження 1960-2000 рр.

Станція	Середнє значення, дні		Середнє квадратичне відхилення, дні		Коефіцієнт лінійного тренду, дні /100 років	
	I	II	I	II	I	II
Берегове	242	188	17	19	-6	8
Хуст	236	182	16	17	-34	3
Броди	218	163	14	17	-10	18
Вол.-Волинський	215	162	15	17	-16	9
Ковель	214	162	17	19	5	13
Тернопіль	212	159	16	15	6	3
Коростень	209	160	15	17	-16	-3
Житомир	210	160	16	17	-22	-2
Умань	216	168	14	15	-2	-14
Одеса	234	186	18	17	-11	6
Ніжин	209	162	12	16	-4	-4
Глухів	201	157	13	15	-22	-13
Суми	202	162	13	15	-21	1
Лубни	209	168	14	15	-16	-14
Полтава	208	168	15	15	13	-7
Кіровоград	217	173	18	18	3	-15
Херсон	233	187	19	18	-19	-22
Мелітополь	229	186	16	12	-13	-3
Клепініно	242	191	16	14	-2	6
Красноармійськ	213	172	12	15	3	-5
Луганськ	217	176	14	16	-17	1
Маріуполь	221	181	14	15	1	-16

Для додаткової ілюстрації просторової неоднорідності розподілу кліматичного поля тривалості вегетаційного сезону розглянемо кореляції між вказаними величинами для чотирьох метеорологічних станцій, які знаходяться в одному із виділених регіонів (про які говорилося вище). Результати обчислення наведені в табл. 3. Знайдені коефіцієнти кореляції коливаються від 0.42 до 0.78, що свідчить про недостатню корельованість досліджуваних величин на такій малій території. Слід зауважити, що всі станції знаходяться приблизно на однаковій висоті і в однакових природних умовах. Середня відстань між станціями дорівнює 130 км. Таким чином, можна припустити, що синоптичні процеси порівняно мало впливають на неоднорідність просторового розподілу тривалості вегетаційного сезону. Існують ще якісь додаткові причини.

Пояснити фізичну причину різкої просторової неоднорідності розподілу кліматичного поля тривалості вегетаційного періоду дуже важко. Можливо, причина криється в *сукупній* дії: синоптичних процесів, особливостей природних умов місцевості (наприклад, властивостей підстильної поверхні), де розташовані метеостанції, і методу обчислення стійких дат переходу середньодобової температури через певні значення.

Таблиця 3 - Коефіцієнти кореляцій між тривалістю вегетаційного періоду на вибраних метеорологічних станціях

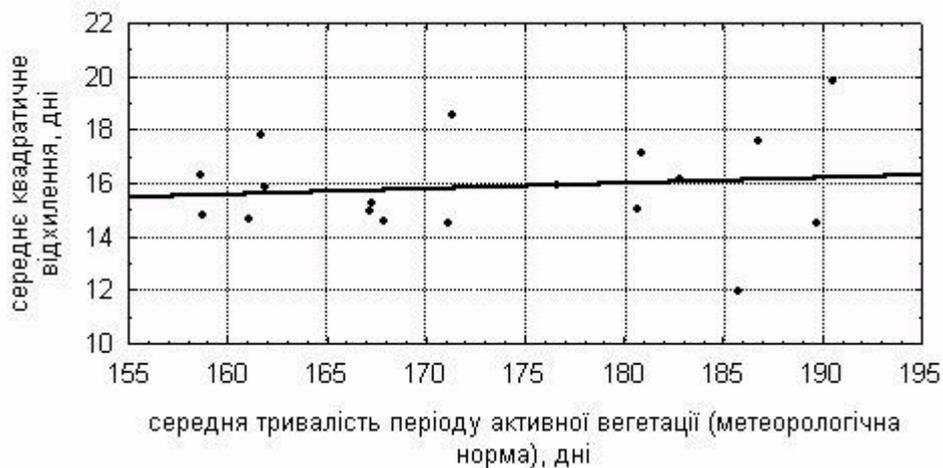
	Глухів	Ніжин	Лубни	Суми
Глухів	1,00	0,71	0,69	0,69
Ніжин	0,71	1,00	0,78	0,42
Лубни	0,69	0,78	1,00	0,50
Суми	0,69	0,42	0,50	1,00

На завершення аналізу результатів опрацювання статистичних рядів даних про тривалість вегетаційного сезону на території України за період 1960-2000 рр. можна зробити таке зауваження. Якщо порівнювати метеорологічну норму для досліджуваної кліматичної величини (табл. 1) з відповідним значенням, яке отримане з ряду емпіричних даних за 1960-2000 рр. (табл. 2), то можна помітити деяке збільшення останнього значення. Хоча, звичайно, проведення такого порівняння не є коректним (оскільки порівнюються середні значення, отримані з рядів різної довжини), все ж таки, це може служити деяким не прямим підтвердженням того факту, що за останні 20 років спостерігається деяке збільшення тривалості вегетаційного періоду.

Результати опрацювання статистичного ряду даних про тривалість періоду активної вегетації на Україні і їх аналіз. *Середня тривалість періоду активної вегетації на Україні за час спостереження 1961-1990 рр. (метеорологічна норма).* Результати опрацювання статистичних рядів даних за вказаний період наведені в табл.1.

Широтний розподіл (збільшення з півночі на південь) метеорологічної норми тривалості періоду активної вегетації проявляється ще більш чітко ніж у випадку розподілу тривалості вегетаційного періоду. Максимальні значення спостерігаються в Криму і на Закарпатті, мінімальні – на півночі України (Сумська і Чернігівська області).

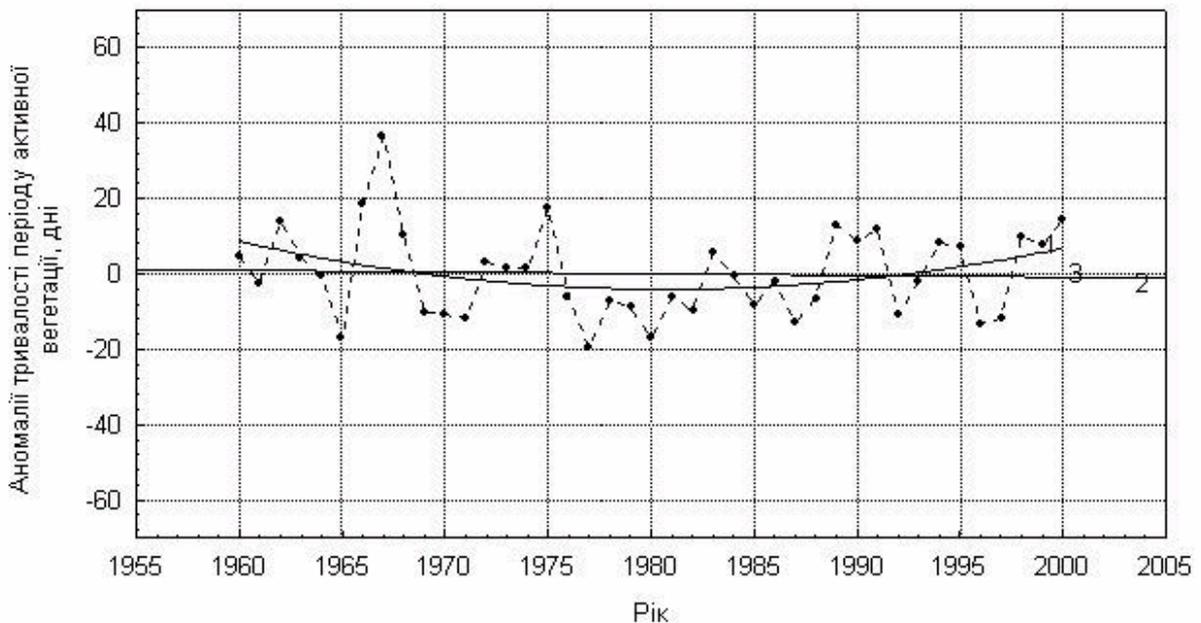
Раніше помічений кореляційний зв'язок між середнім значенням і середнім квадратичним відхиленням у випадку тривалості вегетаційного періоду *не проявляється* настільки ж суттєво при аналізі періоду активної вегетації (рис. 3). Коефіцієнт кореляції між вказаними величинами дорівнює лише 0.13.



суцільна пряма - лінійна регресія: $y = 0.02 \cdot x - 12.23$

Рисунок 3 - Залежність середнього квадратичного відхилення тривалості періоду активної вегетації від метеорологічної норми цієї величини для території України.

Тенденції зміни тривалості періоду активної вегетації на території України протягом періоду 1960-2000 рр. Як і у першому випадку (для вегетаційного періоду), для дослідження особливостей динаміки тривалості сезону активної вегетації в середньому по Україні, проводилось просторове усереднення емпіричних даних. Результати обчислень наведені на рис. 4.



1 – просторово усереднені емпіричні дані; 2 – лінійний тренд (коефіцієнт лінійного тренду -2 дні/100 років); 3 – біноміальне наближення

Рисунок 4 - Віковий хід усереднених по території України аномалій тривалості періоду активної вегетації.

На основі побудованого лінійного тренда знову можна стверджувати, що протягом часу з 1960 р. по 2000 р. відбувалося деяке зменшення тривалості періоду

активної вегетації, правда, інтенсивність зменшення дещо менша, ніж інтенсивність зменшення тривалості вегетаційного періоду. Так, коефіцієнт лінійного тренда дорівнює лише -2 днів/100 років.

У випадку тривалості періоду активної вегетації можливість біноміальної апроксимації емпіричного ряду проявляється ще більш виразніше. Навіть візуально на рис.4 можна помітити деякий нелінійний хід (в середньому) досліджуваної кліматичної величини з мінімальним значенням на початку 80-х років. Знову ж таки, для більш точної оцінки змін, що вже відбулися, і для більш правильного вибору між різними типами трендів необхідно досліджувати ряди з більшим часом спостереження.

Просторова неоднорідність кліматичного поля тривалості періоду активної вегетації проявляється настільки ж сильно, як і у випадку вегетаційного періоду. Про це свідчать результати опрацювання рядів даних за період 1960-2000 рр. для кожної із вибраних метеорологічних станцій, наведені в табл. 2. Так, наприклад, коефіцієнти лінійних трендів для різних станцій коливаються в межах від -22 днів/100 років до +18 днів/100 років.

Слід також відзначити, що дуже цікавими (з точки зору пояснення можливої фізичної причини їх наявності чи відсутності) є кореляційні зв'язки між деякими величинами, які характеризують особливості тривалості і протікання вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на кожній із вибраних станцій. Так, на кожній станції існує значний кореляційний зв'язок між тривалістю вказаних періодів і датами їх початку і закінчення. Тобто, як і слід було очікувати, чим швидше відбувається перехід температури через відповідне значення весною, тим більш тривалим є період. Відповідно, чим пізніше відбувається зворотний перехід температури осінню, тим теж більшою буде тривалість вегетаційних періодів. Відзначені зв'язки є, звичайно, очевидними, але на переважній більшості станцій зв'язок між тривалістю періодів і датою їх закінчення значно сильніший від зв'язку між тривалістю і датою початку, що не є тривіальним, і що важко пояснити.

Можна також відзначити, що зв'язок між тривалістю вегетаційного періоду і періоду активної вегетації на кожній станції є дуже слабким.

Висновки. Основними результатами проведеного дослідження можна вважати наступні:

- встановлена своєрідна реакція таких кліматичних параметрів, як тривалість вегетаційного сезону і сезону активної вегетації на території України на глобальне потепління клімату. Своєрідність проявляється в зменшенні вказаних величин в середньому по території України протягом періоду з 1960 р. по 2000 р. Знайдені коефіцієнти лінійних трендів, які дорівнюють відповідно -6 днів/100 років і -2 дні/100 років, свідчать, що динаміка процесів, відповідальних за формування тривалості вегетаційних сезонів, в першому випадку проходить дещо інтенсивніше.

Відзначено також, що отриманий результат може служити характеристикою тенденцій в змінах тривалості вегетаційних сезонів тільки за умови, що маються на увазі зміни за конкретний проміжок часу 1960-2000 рр.;

- встановлено, що для більш точної оцінки змін, що вже відбулися (так, як і для більш точної оцінки можливих майбутніх змін), необхідно досліджувати ряди з більшим часом спостереження: 41-річний період спостереження не дозволяє виявити наявність можливих гармонік із більшим періодом. Як приклад побудовано біноміальне наближення (параболічний тренд) для емпіричних рядів, з якого випливає, що мінімальне значення тривалості вегетаційних сезонів спостерігалось на початку 80-х років і за останні 20 років можна спостерігати деяке збільшення тривалості.

Знову ж таки, для більш правильного вибору між різними типами трендів необхідно досліджувати ряди з більшим часом спостереження;

- встановлено сильну просторову неоднорідність кліматичних полів тривалості вегетаційних періодів. Причина просторової неоднорідності можливо криється в сукупній дії синоптичних процесів, особливостей природних умов місцевості (наприклад, особливостей підстильної поверхні) де розташовані метеостанції і методу обчислення стійких дат переходу середньодобової температури через певні значення.

Список літератури

1. Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. 2002. – №1.
2. Зойдзе Е. К. О системе оценок агроклиматических ресурсов Российской Федерации // Метеорология и гидрология. 2002. – №3.
3. Мирвис В. М., Гусева И. П., Мецкерская А. В. Тенденция изменения временных границ теплого и вегетационных сезонов на территории бывшего СССР за длительный период // Метеорология и гидрология. 1996. – №9. – С. 106-116.
4. Минин А. А. Изменчивость дат устойчивых переходов средней суточной температуры воздуха через пороговые значения на Русской равнине. // Метеорология и гидрология. 1998. – №1. – С.56-68.
5. Сиротенко О. Д., Абашина Е. В. Влияние глобального потепления на агроклиматические ресурсы и продуктивность сельского хозяйства России // Метеорология и гидрология. 1994. – №4. – С. 101-112.
6. Адаменко Т.І. Зміни тепловологозабезпеченості вегетаційного періоду у зв'язку з потеплінням глобального і регіонального клімату в Україні // Міжвідомчий науковий збірник України - Метеорологія, кліматологія та гідрологія - тези доповіді до ювілейної міжнародної конференції "Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища 2002". – Одеса, 2003 - С.120-121.
7. Адаменко Т.І. Зміна агрокліматичних умов і їх вплив на зернове господарство України // Збірник доповідей міжвідомчої наради-семінару "Погода і зернове господарство України" (Дніпропетровськ-2004), Український гідрометеорологічний центр. – Київ, 2004, С.3-6.
8. Клімат України (колективна монографія). – К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 335 с.
9. Толковый словарь по сельскохозяйственной метеорологии. С-П.: Гидрометеиздат, 2002, 472 с.
10. Волощук В. М., Бойченко С.Г., Степененко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. – К.: Видавничо-поліграфічний центр „Київський університет”, 2002. – 117с.

Особенности продолжительности вегетационного периода и периода активной вегетации на территории Украины (тенденции изменения вследствие глобального потепления). Сніжко С.І., Скриник О.А., Щербань І.М.

На основани статистического анализа эмпирических рядов данных об устойчивых датах перехода среднесуточной температуры через 5⁰ С и 10⁰ С за период с 1960 по 2000 гг. исследовано особенности продолжительности вегетационного периода и периода активной вегетации на территории Украины.

Ключевые слова: вегетационный период, период активной вегетации, климатические изменения

Features of duration of a vegetative period and a period of active vegetation on the territory of Ukraine (tendencies of change that are caused global warming). Snizhko S.I., Skrynyk O.A., Shcherban I.M.

Features of duration of a vegetative period and a period of active vegetation on the territory of Ukraine is examined on basis of statistical analysis of empirical data about stable transition dates over 5⁰ C and 10⁰ C over a period of time from 1960 to 2000 years.

Keywords: vegetative period, period of active vegetation, climate changes

ОЦЕНКА АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОСТИ ЯРОВОГО ЯЧМЕНЯ В УКРАИНЕ

На основе оценки агроклиматических ресурсов и агроэкологических категорий урожайности различного уровня выполнена оценка почвенно-климатических ресурсов и предложено агроклиматическое районирование Украины применительно к возделыванию культуры ярового ячменя.

Ключевые слова: *ячмень, агроэкологические категории, модель, температура, влагообеспеченность, районирование, суммарная радиация*

Вступление. Большая часть пахотных земель Украины находится в зоне недостаточного или неустойчивого увлажнения, что обуславливает колебания урожайности сельскохозяйственных культур от года к году. В зерновом клине Украины около 40 % составляет доля посевов ярового ячменя. Повышение валовых сборов зерна этой культуры возможно при более полном использовании почвенно-климатических ресурсов возделывания культуры, достижении возможно большего соответствия агроклиматических условий выращивания биологическим особенностям культуры. Этим обуславливается необходимость углубленного изучения агроклиматических ресурсов продуктивности ярового ячменя.

Материалы и методы исследования. В качестве теоретической основы исследования использована базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур А.Н. Полевого [1], основанная на концепции максимальной продуктивности Х.Г. Тооминга [2] и результатах моделирования влияния агрометеорологических условий на фотосинтетическую продуктивность посевов А.Н. Полевого. Нами базовая модель дополнена блоком формирования продуктивного стеблестоя [3].

При выполнении исследования были использованы данные многолетних агрометеорологических наблюдений (1961-2000г.г.) сети гидрометеорологических станций Украины за агрометеорологическими условиями роста, развития и формирования продуктивности ярового ячменя.

Целью исследования является оценка продуктивности территории Украины применительно к культуре ярового ячменя в разрезе основных категорий урожайности.

Оценка агроклиматических ресурсов по продуктивности ярового ячменя проводилась на основе физико-географической карты исследуемого региона, а также на основе карт агроклиматического районирования Украины.

Результаты исследований. Для каждой из административных областей Украины на основе среднемноголетних метеорологических и агрометеорологических данных, а также с использованием информации о внесении органических и минеральных удобрений, были выполнены расчёты с помощью модели и получена ежедекадная и осреднённая за вегетационный период информация об агроклиматических условиях формирования четырёх рассматриваемых агроэкологических категорий урожайности: потенциальной (ПУ), метеорологически возможной (МВУ), действительно возможной (ДВУ) и урожайности в производстве (УП).

Почвенно-климатические зоны Украины характеризуются достаточно высоким уровнем почвенного плодородия. Балл почвенного плодородия изменяется от 0,50 отн.ед. в Прикарпатье до 0,66 отн.ед. в центральном районе Лесостепи (табл. 1).

При возделывании ярового ячменя от зоны к зоне меняются дозы вносимых минеральных и органических удобрений. Азотные удобрения вносятся в дозах от 67 кг(д.в.)/га в центральном районе Полесья до 40 кг(д.в.)/га в центральном районе Южной степи. Также меняется по территории доза вносимых фосфорных и калийных удобрений. Норма вносимых органических удобрений под предшественник уменьшается с севера на юг с 27 т/га навоза до 10 т/га.

Как видно из табл. 1, продолжительность вегетационного периода ярового ячменя колеблется от 74 дней в Южной степи до 80 дней в районах центрального Полесья и центральной Лесостепи. В районах Прикарпатья она составляет до 91 дня.

Суммы температур по исследуемым районам Украины за вегетационный период ячменя колеблются в пределах 845 – 899 °С. Наименьшая сумма эффективных температур наблюдается в центральном районе Южной степи и составляет 845 °С. В центральном районе Лесостепи и Прикарпатья наблюдается наибольшая сумма эффективных температур, она составляет 899 °С.

Режим увлажнения определяется главным образом количеством выпадающих осадков. Количество осадков по территории Украины за вегетационный период ярового ячменя изменяется от 99 до 303 мм. Наименьшая сумма осадков наблюдается в Южной степи и составляет 99 мм. Наибольшая сумма осадков составляет 303 мм в Прикарпатья.

В качестве величины, характеризующей степень увлажнения территории, используется условный показатель увлажнения – гидротермический коэффициент (ГТК), учитывающий одновременно приход влаги в виде осадков и суммарный ее расход на испарение. По агроклиматическим зонам Украины ГТК изменяется от 2,23 отн.ед. в Прикарпатья, уменьшаясь в центральном районе Полесья – до 1,54 отн.ед., в центральном районе Лесостепи – до 1,28 отн.ед. Наименьшие значения ГТК в центральных районах Северной и Южной степи – 0,81 – 0,97 отн.ед.

Оптимальная потребность ярового ячменя во влаге в период вегетации колеблется от 320 до 350 мм (табл. 1). Особенно велика потребность растений во влаге в Южной степи, она составляет 343 мм.

Суммарное испарение, (табл.1) за период вегетации колеблется от 142 до 276 мм. В центральных районах Полесья и Лесостепи суммарное испарение изменяется 188 до 199 мм, а в центральном районе Северной и Южной степи составляет 142 – 152 мм. Наибольшее суммарное испарения наблюдается в Прикарпатья – 276 мм.

Рассмотренные выше особенности агроклиматических ресурсов возделывания ярового ячменя определили темпы формирования стеблестоя агроэкологических категорий урожайности. Высокая интенсивность кущения на уровне ПУ наблюдается во всех зонах: более интенсивное оно в Прикарпатья, Полесье и Лесостепи (3,0 – 3,3 отн. ед.), менее в Северной и Южной степи. Под влиянием метеорологических условий и в особенности лимитирующим влиянием увлажнения, наблюдается снижение энергии кущения на уровне МВУ до 3,1 отн.ед. в Полесье и Лесостепи и 2,4 – 2,7 отн.ед. в Прикарпатья, Северной и Южной степи. Почвенное плодородие ограничивает формирование стеблестоя, что проявляется уменьшением кустистости на уровне ДВУ. Внесение удобрений и уровень хозяйственной агротехники определяют кустистость на уровне УП, который составляет в Полесье и Лесостепи 2,1 – 2,2 отн.ед., а в Прикарпатья, Северной и Южной степи – 1,7 – 1,8 отн.ед.

Анализ максимальных приростов биомассы на уровне ПУ показывает, что они наиболее высокие в Южной степи (до 403 г/м²·дек.). Лимитирующее влияние влагообеспеченности и термического режима приводит к снижению приростов на уровне МВУ на Закарпатья. Минимальные величины приростов МВУ наблюдаются в Южной степи (до 177 г/м²·дек.).

Уровень почвенного плодородия приводит к понижению максимальных приростов на уровне ДВУ, а вносимые дозы минеральных и органических удобрений дают дополнительную коррекцию на уровне УП. Таким образом, на уровне УП наибольшая величина максимальных приростов урожая наблюдается в Прикарпатье, Полесье и Лесостепи ($81 - 91 \text{ г/м}^2 \cdot \text{дек.}$) и существенно меньше в Северной и Южной степи ($60 - 71 \text{ г/м}^2 \cdot \text{дек.}$) в до $225 - 254 \text{ г/м}^2 \cdot \text{дек.}$ в Полесье, Лесостепи, Северной степи и Прикарпатье.

Важным показателем продуктивности фитоценозов, в частности, посевов сельскохозяйственных культур, является коэффициент хозяйственной эффективности урожая $K_{\text{хоз}}$, выражающий отношение количества сухой фитомассы хозяйственной части урожая к весу общей сухой фитомассы.

Анализируя $K_{\text{хоз}}$ для ПУ можно сказать, что по всем агроклиматическим районам, эта величина имеет одинаковое значение и составляет для ярового ячменя – 0,33 отн.ед. Переходя к описанию $K_{\text{хоз}}$ для МВУ видно, что наиболее низким значением оно характеризуется в Прикарпатье, где значения $K_{\text{хоз}}$ снижается до 0,31 отн.ед. В центральных районах Полесья и Лесостепи $K_{\text{хоз}}$ изменяется от 0,43 до 0,44 отн.ед. Максимальный $K_{\text{хоз}}$ наблюдается в центральных районах Северной и Южной степи и составляет 0,48 – 0,49 отн.ед. Анализируя $K_{\text{хоз}}$ для ДВУ можно отметить, что наиболее низким значением характеризуется Прикарпатье, где значения $K_{\text{хоз}}$ достигает 0,40 отн.ед. В центральных районах Полесья и Лесостепи $K_{\text{хоз}}$ составляет 0,47 отн.ед. Максимальный $K_{\text{хоз}}$ для ДВУ наблюдается в центральных районах Северной и Южной степи и составляет 0,51 отн.ед(табл. 2).

$K_{\text{хоз}}$ для УП изменяется от 0,44 до 0,55 отн.ед. В центральных районах Полесья, Северной и Южной степи $K_{\text{хоз}}$ составляет 0,55 отн.ед., а в центральном районе Лесостепи – 0,51 отн.ед.

Величины ПУ всей сухой биомассы характеризуются следующими значениями: для центрального района Полесья этот уровень составляет 2340 г/м^2 , для центрального района Лесостепи – 2360 г/м^2 , для центрального района Северной степи – 2202 г/м^2 , для центрального района Южной степи – 2321 г/м^2 и для Прикарпатья – 2419 г/м^2 .

Переходя к описанию МВУ всей сухой биомассы, можно отметить, что наибольшее значение отмечено в Прикарпатье, где уровень МВУ всей сухой биомассы составляет 1929 г/м^2 . В центральных районах Полесья и Лесостепи уровень МВУ всей сухой биомассы колеблется от 1348 до 1393 г/м^2 , а в центральных районах Северной и Южной степи спали соответственно 1204 и 1052 г/м^2 .

Урожай всей сухой биомассы на уровне ДВУ составляет для центрального района Полесья – 832 г/м^2 , для центрального района Лесостепи – 895 г/м^2 , для центрального района Северной степи – 746 г/м^2 , для центрального района Южной степи – 641 г/м^2 и для Прикарпатья – 964 г/м^2 .

Урожайность в производстве (УП) всей сухой биомассы в Прикарпатье, центральных районах Полесья и Лесостепи характеризуется более повышенными значениями, нежели в центральных районах Северной и Южной степи. УП всей сухой биомассы в центральных районах Полесья и Лесостепи колеблется от 534 до 575 г/м^2 , понижаясь в центральных районах Северной и Южной степи до $359 - 398 \text{ г/м}^2$. В Прикарпатье УП всей сухой биомассы находится на наиболее высоком уровне – 620 г/м^2 .

Таблица 1 - Обобщенные характеристики почвенных и агроклиматических ресурсов возделывания ярового ячменя в Украине

№ пп	Общие показатели за период вегетации	Почвенно-климатические зоны				
		центральное Полесье	центральная Лесостепь	центральная Северная степь	центральная Южная степь	Прикарпатье
1	Балл почвенного плодородия, отн. ед.	0,59	0,66	0,62	0,61	0,50
2	Внесение азотных удобрений (N), кг(д.в.)/га	67	46	44	40	45
3	Внесение фосфорных удобрений (P), кг(д.в.)/га	43	31	28	25	30
4	Внесение калийных удобрений (K), кг(д.в.)/га	43	31	28	–	30
5	Внесение органических удобрений, т/га	27	20	15	10	18
6	Сумма эффективных температур выше 5 °С	870	899	880	845	899
7	Сумма ФАР, Дж/см ² за период	4353	4403	4106	4357	4531
8	Продолжительность вегетационного периода, сутки	79	80	74	74	91
9	Сумма осадков, мм	195	167	121	99	303
10	Потребность растений во влаге, мм	325	336	304	343	343
11	Суммарное испарение, мм	193	188	152	142	276
12	Дефицит влаги, мм	52	79	104	178	-34
13	ГТК, отн.ед.	1,54	1,28	0,97	0,81	2,23

Характер распределения потенциального урожая зерна (ПУ) ярового ячменя по территории Украины неоднороден, урожай колеблется в пределах 80 – 95 ц/га как с юга на север, так и с запада на восток. По величине ПУ выделено четыре основных района. Как видно из табл. 2, наибольшее значение ПУ ярового ячменя наблюдается в западном районе Южной степи Украины (южные районы Одесской области) и в республике Крым. Такие же значения ПУ наблюдаются в западном районе лесостепной зоны (центральный район Львовской области, Тернопольская и Хмельницкая области, юг Житомирской области и север Винницкой области). ПУ здесь колеблется от 91 до 95 ц/га. Несколько ниже значение ПУ (от 86 до 90 ц/га) наблюдается практически по всей остальной территории Украины за исключением районов Закарпатья, Донецкого края и левобережной Северной степи, где величина ПУ составляет в Закарпатье меньше 80 ц/га, а на остальной территории колеблется в пределах 81 – 85 ц/га.

В районах с высоким значением ПУ (91 – 95 ц/га) приход суммарной солнечной радиации колеблется в пределах 4600 – 4750 Дж/см²; с ПУ 86 – 90 ц/га приход суммарной радиации колеблется от 4400 до 4600 Дж/см²; с ПУ 81 – 85 ц/га приход суммарной радиации составляет 4200 – 4400 Дж/см². Самый низкий приход суммарной радиации наблюдается в Закарпатье – меньше 4000 Дж/см².

Как видно из рис. 1, распределение МВУ по территории Украины отличается от распределения ПУ и наибольшее значение его (76 – 80 ц/га) наблюдается в восточном Полесье, уменьшаясь до 71 – 75 ц/га по направлению к западному Полесью и западному и центральному районам Лесостепи. Следует отметить, что во всех районах лесостепной зоны колебания МВУ незначительные. Уменьшаются значения МВУ до 66 – 70 ц/га по направлению к восточному району Лесостепи, к левобережному и правобережному району Северной степи, а также к западному району Южной степи, Донецкому краю и центральному району Полесья. Наиболее низкие значения МВУ (60 – 65 ц/га) наблюдаются в центральном районе Южной степи и в Крыму.

Наибольшее значение ДВУ наблюдается в восточном районе Полесья, западном и центральном районах Лесостепи, в Донецком крае. Значение ДВУ здесь колеблется в пределах 51 – 55 ц/га. Несколько ниже значения ДВУ (порядка 46 – 50 ц/га) наблюдаются в западном и центральном районах Полесья, в восточном районе лесостепной зоны и в западном районе Южной степи. В Закарпатье, Прикарпатье, правобережном и левобережном районах Северной степи и центральном районе Южной степи величина ДВУ составляет 41 – 45 ц/га.

Наиболее низкие значения ДВУ ярового ячменя наблюдаются в Крыму, что обусловлено По территории Украины распределение производственных урожаев характеризуется меньшим разнообразием (рис. 2). Значения производственных урожаев по Украине колеблются от 20 до 35 ц/га. Для большинства районов территории Полесья (западном и центральном районе), для всей Лесостепи, Закарпатья, Прикарпатья и для правобережного района Северной степи характерны урожаи порядка 31 – 35 ц/га. В восточном районе Полесья, Донецкого края и в Крыму значения УП колеблются в пределах от 26 до 30 ц/га. Самые низкие урожаи (20 – 25 ц/га) ярового ячменя наблюдаются на левобережье Северной степи, а также в центральных и западных районах Южной степи. Это обусловлено значительным недостатком увлажнения в вегетационный период.

По территории Украины распределение производственных урожаев характеризуется меньшим разнообразием (рис. 2). Значения производственных урожаев по Украине колеблются от 20 до 35 ц/га. Для большинства районов территории Полесья (западном и центральном районе), для всей Лесостепи, Закарпатья, Прикарпатья и для правобережного района Северной степи характерны урожаи порядка

Таблица 2 -Обобщенные характеристики фотосинтетической продуктивности и формирования стеблестоя ярового ячменя в Украине

№ пп	Обобщенные показатели за период вегетации	Почвенно-климатические зоны				
		центральное Полесье	центральная Лесостепь	центральная Северная степь	центральная Южная степь	Прикарпатье
1	Кустистость на уровне ПУ, отн. ед.	3,3	3,3	2,7	2,8	3,0
2	Кустистость на уровне МВУ, отн. ед.	3,1	3,1	2,4	2,4	2,7
3	Кустистость на уровне ДВУ, отн. ед.	2,5	2,6	2,1	2,1	2,1
4	Кустистость на уровне УП, отн. ед.	2,1	2,2	1,7	1,8	1,8
5	Максимальные приросты урожая на уровне ПУ, г/м ² декаду	344	350	365	403	313
6	Максимальные приросты урожая на уровне МВУ, г/м ² декаду	232	231	225	177	254
7	Максимальные приросты урожая на уровне ДВУ, г/м ² декаду	139	153	139	108	127
8	Максимальные приросты урожая на уровне УП, г/м ² декаду	89	98	71	60	81
9	K _{хоз} для ПУ, отн.ед.	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
10	K _{хоз} для МВУ, отн.ед.	0,43	0,44	0,48	0,49	0,31
11	K _{хоз} для ДВУ, отн.ед.	0,47	0,47	0,51	0,51	0,40
12	K _{хоз} для УП, отн.ед.	0,55	0,51	0,55	0,55	0,44
13	ПУ всей сухой биомассы, г/м ²	2340	2360	2202	2321	2419
14	МВУ всей сухой биомассы, г/м ²	1393	1348	1204	1052	1929
15	ДВУ всей сухой биомассы, г/м ²	832	895	746	641	964
16	УП всей сухой биомассы, г/м ²	534	575	398	359	620

31 – 35 ц/га. В восточном районе Полесья, Донецкого края и в Крыму значения УП колеблются в пределах от 26 до 30 ц/га. Самые низкие урожаи (20 – 25 ц/га) ярового ячменя наблюдаются на левобережье Северной степи, а также в центральных и западных районах Южной степи.

Наибольшее значение стеблестоя на уровне УП наблюдается в Полесье и в центральном районе лесостепной зоны, оно колеблется от 700 до 800 стебл./см². Затем значения стеблестоя на уровне УП несколько снижаются в западном и восточном районах Лесостепи и в Крыму и составляют 600 – 700 стебл./см². В Закарпатье, Прикарпатье, западном районе Южной степи, левобережном и правобережном районах Северной степи и в Донецком крае стеблестой на уровне УП колеблется в пределах 500 – 600 стебл./см². Самый низкий стеблестой на уровне УП наблюдается в центральном районе Южной степи.

В основу агроклиматического районирования территории Украины применительно к яровому ячменю были положены три основных принципа районирования:

1) на основе значений МВУ выделяются агроклиматические сектора по продуктивности ярового ячменя;

2) на основе оценок использования агроклиматических ресурсов эти агроклиматические сектора дифференцируются на агроклиматические округа;

3) на основе значений УП в пределах агроклиматических округов выделяются агроклиматические районы по продуктивности ярового ячменя.

На первом этапе по значениям МВУ выделены четыре агроклиматических сектора (табл. 3):

– А. I с уровнем урожайности МВУ 60 – 65 ц/га (центральный район Южной степи и Крым);

– А. II с уровнем урожайности МВУ 65 – 70 ц/га (центральное Полесье, восточная Лесостепь, правобережный и левобережный районы Северной степи, Донецкий край, западная Южная степь и Прикарпатье);

– А. III – уровнем урожайности МВУ 71 – 75 ц/га (западное Полесье, западный и центральный районы лесостепной зоны и Закарпатье);

– А. IV – уровнем урожайности МВУ 76 – 80 ц/га (восточное Полесье).

Все агроклиматические сектора, за исключением А. IV, делятся на агроклиматические округа.

В агроклиматическом секторе А. I выделены два агроклиматических округа (с. 1 и с. 3). Первый округ с. 1 (центральная Южная степь) характеризуется невысоким уровнем использования агроклиматических ресурсов (0,350 – 0,400 отн. ед.). Вторым агроклиматическим округом этого сектора с. 3 (Крым) отличается существенно более высоким уровнем использования агроклиматических ресурсов (0,450 – 0,500 отн. ед.).

Агроклиматический сектор А. II включает два агроклиматических округа с. 1 и с. 3. Так, первый из них (левобережная Северная степь, Донецкий край и западная Южная степь) отличается не высоким уровнем использования агроклиматических ресурсов, а второй с. 3 (центральное Полесье, восточная Лесостепь, правобережная Северная степь и Прикарпатье) характеризуется высокой эффективностью использования агроклиматических ресурсов (0,450 – 0,500 отн. ед.).

На территории агроклиматического сектора А. III также выделены два агроклиматических округа с. 2 и с. 3. В агроклиматическом округе с. 2 (Закарпатье) уровень использования агроклиматических ресурсов составляет 0,400 – 0,450 отн. ед., а



Рисунок 1 - Карта-схема распределения МВУ ярового ячменя, ц/га.



Рисунок 2 - Карта-схема распределения УП ярового ячменя, ц/га.

Таблица 3 -Агроклиматическое районирование Украины применительно к возделыванию ярового ячменя

Агроклиматический сектор			Агроклиматический округ			Агроклиматический район			Общий индекс	Общая характеристика
Индекс	МВУ, ц/га	номер района	индекс	оценка использования агроклиматических ресурсов, С ₀ , отн.ед	номер района	Индекс	УП, ц/га	номер района		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
А.І	60 – 65	11, 12	с.1	0,350 – 0,400	11	Р.1	20– 25	11	А.І, с.1, р.1	Низкая продуктивность с низкой эффективностью использования агроклиматических ресурсов и низким уровнем урожая в производстве
			с.3	0,451 – 0,500	12	Р.2	26– 30	12	А.І, с.3, р.2	Низкая продуктивность с высокой эффективностью использования агроклиматических ресурсов со средним уровнем урожая в производстве
А.ІІ	66 – 70	2, 6, 7, 8, 9, 10, 13	с.1	0,350 – 0,400	8, 9, 10	Р.1	20– 25	8, 10	А.ІІ, с.1, р.1	Пониженная продуктивность с низкой эффективностью использования агроклиматических ресурсов и низким уровнем урожая в производстве
						Р.2	26– 30	9	А.ІІ, с.1, р.2	Пониженная продуктивность с низкой эффективностью использования агроклиматических ресурсов со средним уровнем урожая в производстве

продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			с.3	0,451 – 0,500	2, 6, 7, 13	Р.3	31– 35	2, 6, 7, 13	А.П, с.3, р.3	Пониженная продуктивность с высокой эффективностью использования агроклиматических ресурсов и высоким уровнем урожая в производстве
А.П	71 – 75	1, 4, 5, 14	с.2	0,401 – 0,450	14	Р.3	31– 35	14	А.П, с.2, р.3	Средняя продуктивность со средней эффективностью использования агроклиматических ресурсов и высоким уровнем урожая в производстве
			с.3	0,451 – 0,500	1, 4, 5	Р.3	31– 35	1, 4, 5	А.П, с.3, р.3	Средняя продуктивность с высокой эффективностью использования агроклиматических ресурсов и высоким уровнем урожая в производстве
А.И	76 – 80	3	с.1	0,350 – 0,400	3	Р.2	26– 30	3	А.И, с.1, р.2	Высокая продуктивность с низкой эффективностью использования агроклиматических ресурсов и средним уровнем урожая в производстве

в агроклиматическом округе с.3 (западное Полесье, восточная и центральная Лесостепь) он высок и равен 0,450 – 0,500 отн.ед.

Для агроклиматического сектора А.IV характерно выделение только одного агроклиматического округа с.1 (восточное Полесье), который совпадает с границами сектора, и оценка уровня использования агроклиматических ресурсов в этом округе сравнительно невысокая (0,350 – 0,400 отн.ед.).

Каждый агроклиматический округ был оценен по уровню производственной урожайности УП и на этой основе в агроклиматическом секторе А.II агроклиматический округ с.1. был разделен на два агроклиматических района. В первый агроклиматический район р.1 вошли левобережная Северная степь и западная Южная степь, где уровень урожая в производстве составляет 20 – 25 ц/га и во второй агроклиматический район р.2 вошел Донецкий кряж с уровнем урожая в производстве 26 – 30 ц/га.

Выводы. На основе оценки уровня метеорологически возможного урожая, количественной оценки использования агроклиматических ресурсов, а также уровня урожая в производстве была составлена обобщенная характеристика каждого из рассматриваемых районов почвенно-климатических зон Украины. Она включает полную характеристику агроклиматических ресурсов района.

Наиболее высокие уровни урожаев в производстве наблюдаются в восточном и центральном районах Полесья, западном, центральном и восточном районах лесостепной зоны, правобережье Северной степи, Прикарпатье и Закарпатье при высокой и средней эффективности использования агроклиматических ресурсов, что говорит о хороших резервах для получения зерна ярового ячменя в Украине.

Эффективности использования агроклиматических ресурсов, что говорит о хороших резервах для получения зерна ярового ячменя в Украине.

На основе оценки по уровню метеорологически возможного урожая, количественной оценки использования агроклиматических ресурсов, а также уровню урожая в производстве была составлена обобщенная характеристика каждого из рассматриваемых районов почвенно-климатических зон Украины. Она включает полную характеристику агроклиматических ресурсов района.

Таким образом, наиболее высокие уровни урожая в производстве наблюдаются в восточном и центральном районах Полесья, западном, центральном и восточном районах лесостепной зоны, правобережной Северной степи, Прикарпатье и Закарпатье при высокой и средней эффективности использования агроклиматических ресурсов, что говорит о хороших резервах для получения зерна ярового ячменя в Украине.

Список литературы

1. Полевой А.Н. Базовая модель оценки агроклиматических ресурсов формирования продуктивности сельскохозяйственных культур //Міжвід. наук. зб. України. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – 2004. – Вип. 48. – С. 195 – 205.
2. Барсукова О.А. Агрокліматичні ресурси продуктивності ярого ячменю в Україні: Автореф. дис. канд. геогр. наук: 11.00.09. – Одеса: ОДЕКУ, 2004. – 19 с.
3. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. –Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.

Оцінка агро кліматичних ресурсів формування продуктивності ярого ячменю в Україні.

Барсукова О.А.

На основі оцінки агро кліматичних ресурсів та агроекологічних категорій урожайності різного рівня виконана оцінка ґрунтово – кліматичних ресурсів і запропоновано агро кліматичне районування України стосовно до вирощування ярого ячменю.

Ключові слова: ячмінь, агроекологічні категорії, модель, температура, вологозабезпеченість, районування, сумарна радіація.

Estimation of agroclimatic resources of formation of efficiency of string barley in Ukraine.

Barsukova E. A.

On the basis of an estimation of agroclimatic resources and agroecological categories of productivity of a various level the estimation of soil - climatic resources is executed and agroclimatic division into districts of Ukraine with reference to cultivation of culture of spring barley is offered.

Key words: Barley, agroecological categories, model, temperature, moisture accessibility, division into districts, total radiation

УДК 551.509+635.21

С.М. Свидерская, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

ВЛИЯНИЕ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ ФИТОФТОРЫ И ЕЕ ПОВРЕЖДАЮЩЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА УРОЖАЙНОСТЬ КАРТОФЕЛЯ

Представлены результаты численных экспериментов по оценке влияния агрометеорологических условий на развитие фитофторы и ее повреждающего воздействия на накопление биомассы отдельных органов растения картофеля и формирование урожайности в целом применительно к условиям Западного Полесья. В основу численных экспериментов положена модель А.Н. Полевого, в которой моделируется возникновение фитофторы и ее повреждающее воздействие на формирование урожайности картофеля в целом.

Ключевые слова: фитофтора, картофель, моделирование, вегетация, осадки, температура воздуха, влажность, биомасса.

Введение. Фитофтора – одна из самых вредоносных болезней картофеля. Фитофтора широко распространена и известна там, где разводят картофель.

Особенно большой ущерб причиняет болезнь в зонах с обильным выпадением осадков во вторую половину лета.

Возбудитель болезни – гриб *Phytophthora infestans de Bary*. Фитофтора поражает листья, стебли и клубни, иногда бутоны и ягоды картофеля.

Первые признаки болезни появляются на нижних листьях картофельного куста в виде темно-бурых мокнущих пятен. На нижней стороне листьев, на границе здоровой и пораженной ткани образуется белый налет, видный в дождливую погоду или утром до высыхания росы.

При благоприятных условиях (часто выпадающие осадки, умеренная температура) болезнь на поле распространяется очень быстро и в течение 7-10 дней может уничтожить всю ботву картофеля. Чем ближе к поверхности расположены клубни, тем быстрее и сильнее происходит их заражение. На пораженных клубнях появляются бурые твердые пятна. На разрезе таких клубней видно ржавое окрашивание мякоти.

Температура среды является одним из основных факторов, определяющих возможность возникновения заболевания растений и степень его вредоносности. Влияние этого фактора начинает проявляться уже на первых этапах инфекционного процесса, обуславливая жизнеспособность возбудителя болезни и возможность его сохранения к началу вегетационного периода. Сохранение жизнеспособности патогенна в значительной мере зависит от формы его существования в течение периода, когда прекращается вегетация растений. Наименее стойкими к воздействию среды в это время оказываются, так называемые, пропативные споры. При температуре выше 15⁰С значительно снижается активность прорастания зооспор возбудителя фитофтороза картофеля, оптимальной для них является умеренная температура (10-15⁰С) в сочетании с повышенной влажностью воздуха [3].

Кратковременное воздействие высоких температур (выше максимальных) конидии фитофторы могут переносить, не теряя жизнеспособности.

При температурах -1° и -2° C конидии фитофторы не прорастают, но и не утрачивают способности прорасти. Конидии фитофторы погибают при тех же отрицательных температурах, при которых отмирает ботва картофеля.

На развитие болезни в клубнях влияет температура воздуха. Особенно сильно гниют пораженные клубни в первый период хранения, когда температура в хранилищах довольно высокая. При температуре $3-5^{\circ}$ C симптомы болезни на зараженных клубнях проявляются медленно. Уже в декабре на большинстве клубней развивается сухая или мокрая гиль. Гифы внутри клубней сохраняются в течение всего периода хранения.

Влияние влагосодержания среды на появление и развитие болезни сказывается также на всех этапах патологического процесса. Оно начинает проявляться еще в период формирования заразного начала.

Влагообеспеченность среды в значительной мере определяет продолжительность сохранения жизнеспособности патогенна. Конидии фитофторы картофеля при влажности воздуха порядка 20-40% теряют жизнеспособность через 1-2 часа, при влажности воздуха 50-80% - только через 3-5 часов [3].

Конидии фитофторы особо чувствительны к влажности воздуха. В [3] отмечается быстрая потеря способности к прорастанию у конидий, находившихся в сухом воздухе, а также определяется гибель конидий после 84-часового действия температуры, превышающей 25° C. Конидии не прорастают после 6-часового пребывания зараженных листьев картофеля в сухом воздухе. При одной и той же температуре жизнеспособность конидий изменяется в зависимости от влажности воздуха. При температуре 20° C и относительной влажности воздуха 20-40% конидии теряют жизнеспособность через 1-3 часа, а при той же температуре, но при более повышенной относительной влажности воздуха, как 50-80%, жизнеспособность сохранялась 5-15 часов. После 7-ми часового пребывания во влажном воздухе (больше 90%) конидии фитофторы теряли способность прорасти.

Все это свидетельствует о малой вероятности длительного сохранения жизнеспособности у конидий фитофторы, рассеивающихся по воздуху в сухую и жаркую погоду.

Цель этой работы – оценить влияние разных сроков возникновения фитофторы на формирование урожая картофеля в Западном Полесье.

К **задачам** данной работы следует отнести проведение численных экспериментов по оценке влияния разных сроков возникновения фитофторы на формирование урожая картофеля в Западном Полесье.

Состояние проблемы. Первую модель для прогноза фитофтороза предложил Вагонер [5, 6]. Модель позволяет определить тенденцию развития этого заболевания в разных погодных условиях.

Хотелось бы подчеркнуть, что при оценке моделей главным фактором является не степень сложности и количество параметров, включенных в рассмотрение, а степень адекватности модели для решения поставленной задачи в конкретных условиях внешней среды. Адекватность несложных моделей во многом зависит от знания автором исследуемого объекта в контексте своей конкретной задачи.

Динамическую модель погода-урожай для картофеля как основу системы картофель – вредитель – болезнь - среда обитания разработали О.К. Устинова, Е.В. Абашина, В.В. Вольвач [1].

Посев в модели рассматривается как функционально дифференцированное целое, в котором выделено пять емкостей: листья, стебли, корни, материнский клубень, клубень нового урожая (l, s, r, c, R). Шаг расчетов по времени – сутки. Суточный прирост биомассы каждого органа растения определяется процессами роста G_p , дыхания D_p , распада q_p и опадания отмерших тканей P_p

$$dm_p / dt = G_p - D_p - q_p - P_p, \quad (1)$$

где m_p – масса p -го органа, мг/см²;
 $p \in l, s, r, c, R$.

Под ростом в модели понимается новообразование структурной массы и предполагается, что весь сформировавшийся за сутки фонд углеводов преобразуется в структурную массу в процессе роста.

Для описания дыхания использована двухкомпонентная схема. Принято, что дыхание складывается из дыхания роста, прямо пропорционального скорости роста, и дыхания поддержания, определяемого величиной уже сформированной массы органа, влажностью и температурой среды

$$D_p = R_g G_p + [D_1(1 - \psi_Q) + D_2] m_p \varphi_Q, \quad (2)$$

где D_p – дыхание p -го органа, мг/мг·сут;
 R_g – коэффициент дыхания роста;
 D_1, D_2 – коэффициенты дыхания поддержания, мг/мг·сут;
 ψ_Q – влажностная функция дыхания;
 φ_Q – температурная функция дыхания.

Влияние режима увлажнения на образование новых тканей растения осуществляется через два канала: при недостатке влаги в почве – через устьично-катикулярное сопротивление потоку CO₂, при избытке – через коэффициент переувлажнения.

Азотный режим влияет на фотосинтез и рост в модели через величину фотохимического сопротивления фотосинтеза.

Следует подчеркнуть, что в этой модели для учета болезней используются фактические данные о проценте повреждений, развитие болезней не моделируется. При наличии повреждений вводятся даты их наступления, количество поврежденных органов и процент повреждений. Таким образом, информация о повреждениях или болезнях, поступающая в модель, влечет за собой изменение масс и площадей органов картофеля. Такая информация может быть получена в результате расчетов по отдельной модели развития болезней.

Ю.А. Моргунов, В.В. Вольвач, О.К. Устинова разработали модель развития фитофторы картофеля [1].

Современная технология возделывания сельскохозяйственных культур предполагает контроль за состоянием посевов и коррекцию агротехнических мероприятий в зависимости от результатов этого контроля. Одна из характеристик состояния посевов – степень развития различных болезней, поражающих растения. В связи с этим представляет интерес проблема моделирования развития наиболее опасной болезни картофеля – фитофтороза.

Состояние посевов определяют следующие характеристики: $X_p(\tau, t)$ – площадь листовой поверхности, находящейся в τ -стадии латентного периода на момент времени t ; аналогичная величина для инфекционного периода $x_i(\tau, t)$; x_* – площадь погибшей листовой поверхности. Общая площадь зараженной листовой поверхности равняется

$$X_z = \int_0^1 x_p(\tau, t) d\tau + \int_0^1 x_i(\tau, t) d\tau + x_*, \quad (3)$$

Материалы и методы исследования. В основу работы положенная нами модель формирования урожая картофеля, которая включает описание влияния разных сроков возникновения фитофторы на формирование урожая картофеля в условиях Западного Полесья [2, 4]. Численные эксперименты выполнены с использованием материалов многолетних агрометеорологических наблюдений за условиями формирования продуктивности картофеля.

Динамика хода показателей фотосинтетической продуктивности посевов значительно изменяется при развитии заболевания.

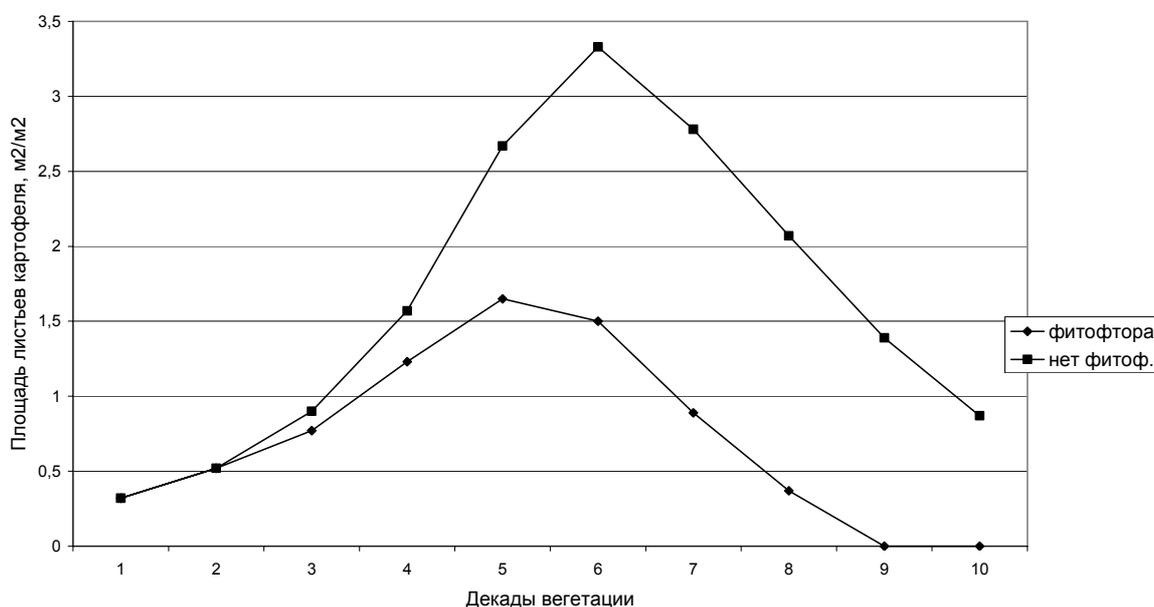


Рисунок 1 - Динамика площади листьев картофеля при наличии и при отсутствии фитофторы в условиях Западного Полесья.

На рис. 1 дана сравнительная характеристика площади листьев картофеля при наличии и при отсутствии заболевания. Из рисунка видно, что при отсутствии заболевания площадь листьев картофеля значительно больше, чем при наличии заболевания. У растений, не пораженных фитофторой, площадь листьев картофеля достигает максимума в шестую декаду вегетации и составляет $3,3 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Когда заболевание присутствует, площадь листьев картофеля значительно ниже, максимум наблюдается в пятую декаду вегетации и составляет $1,6 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Можно сделать вывод, что при отсутствии заболевания площадь листьев картофеля в условия Западного Полесья почти в три раза больше, чем при наличии болезни.

На рис. 2 представлена интенсивность фотосинтеза, когда болезнь наблюдалась и при отсутствии заболевания. Из рисунка видно, что при отсутствии фитофторы интенсивность фотосинтеза стремительно увеличивалась и при сравнении значительно больше, чем при наличии заболевания.

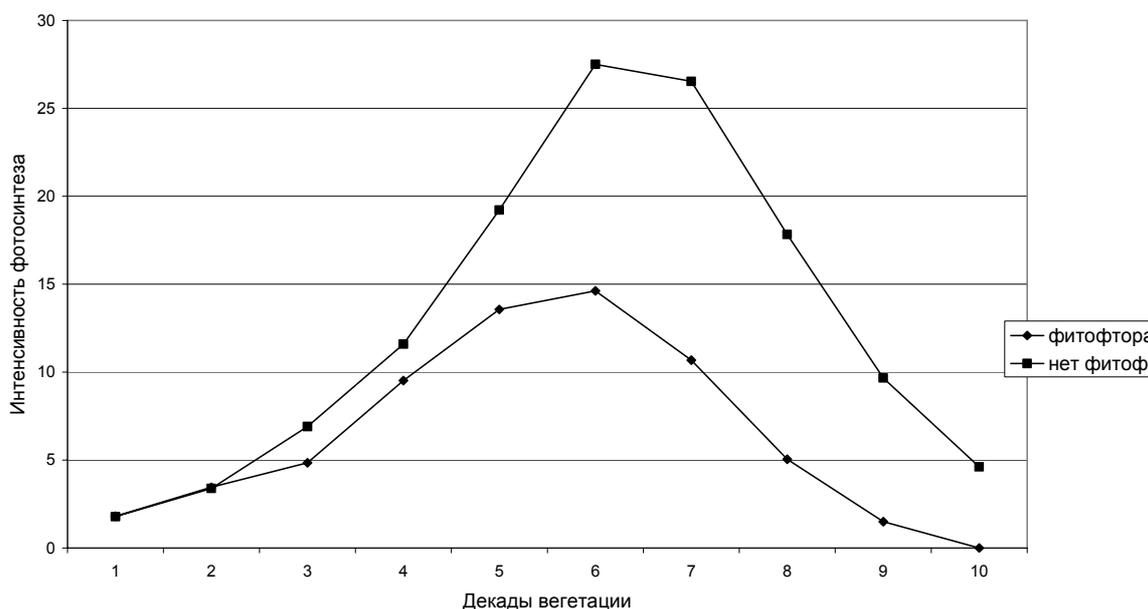


Рисунок 2 - Интенсивность фотосинтеза при наличии и при отсутствии заболевания в условиях Западного Полесья.

На рис. 3 дана биомасса клубней картофеля в условиях Западного Полесья при наличии и при отсутствии фитофторы. Биомасса клубней картофеля начала свое развитие с пятой декады вегетации при отсутствии заболевания, а при наличии фитофторы с четвертой декады вегетации. Начиная с четвертой декады вегетации при наличии заболевания, биомасса клубней картофеля начала набирать массу до десятой декады вегетации и биомасса клубней картофеля к концу вегетации составила $386,1 \text{ г/м}^2$. При отсутствии заболевания биомасса клубней картофеля с начала вегетации увеличивалась и достигла максимума в десятую декаду вегетации и была равна $889,4 \text{ г/м}^2$. Из рисунка можно сделать вывод, что биомасса клубней картофеля в условиях Западного Полесья при отсутствии заболевания почти в три раза больше, чем при наличии болезни.

Рассмотрим, динамику биомассы листьев, стеблей, корней и целого растения при отсутствии фитофторы. Из данных табл. 1 видно, что максимальная биомасса листьев, стеблей и корней наблюдалась в шестую декаду вегетации и составила у листьев – $156,5 \text{ г/м}^2$, у стеблей – $150,7 \text{ г/м}^2$, у корней – $98,6 \text{ г/м}^2$. Масса целого растения увеличивалась в течение всей вегетации и максимум приходится на десятую декаду вегетации и составляет $1153,6 \text{ г/м}^2$.

При воздействии фитофторы происходят значительные изменения динамики биомассы отдельных органов и растения в целом. Из табл. 2 видно, что максимальная биомасса листьев, стеблей и корней наблюдалась в шестую декаду вегетации и составила у листьев – $98,8 \text{ г/м}^2$, у стеблей – $95,1 \text{ г/м}^2$, у корней – $62,2 \text{ г/м}^2$. Масса целого растения увеличивалась в течение всей вегетации, максимум приходится на десятую декаду и составляет $579,5 \text{ г/м}^2$.

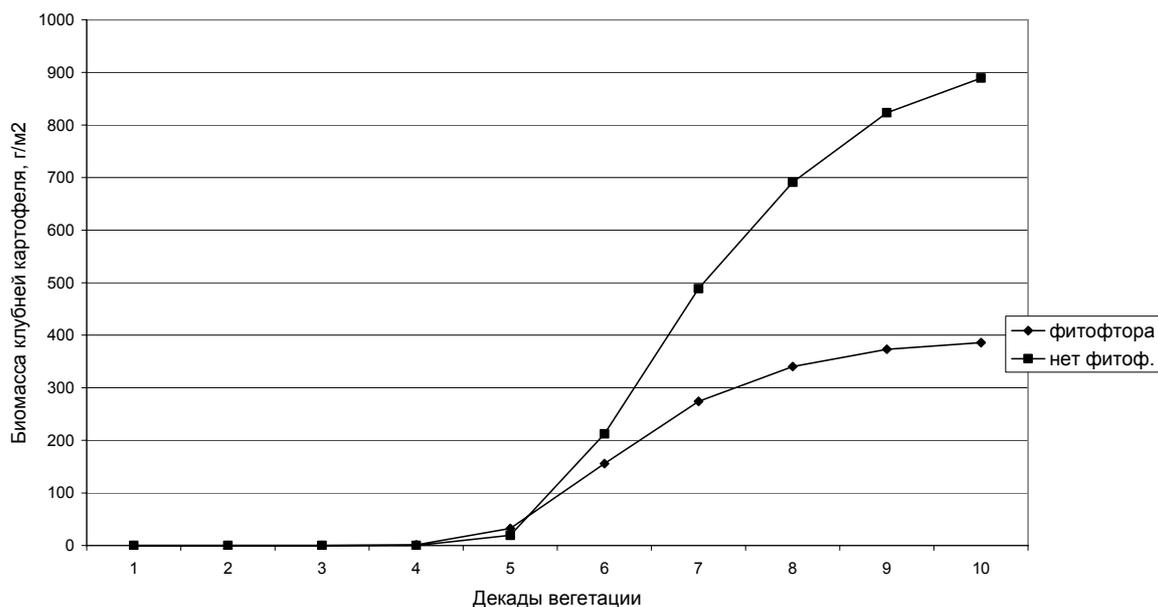


Рисунок 3 - Биомасса клубней картофеля при наличии и при отсутствии заболевания в условиях Западного Полесья.

Таблица 1 – Ход биомассы листьев, стеблей, корней и целого растения в условиях Западного Полесья при отсутствии фитофторы

Декады вегетации	Биомасса, (г/м ²)			
	Листьев	Стеблей	Корней	Целого растения
1	6,1	5,8	3,9	0,3
2	16,1	15,4	10,1	15,8
3	35,1	33,8	22,1	41,6
4	68,8	66,3	43,4	91,1
5	123,6	119,1	77,9	178,6
6	156,5	150,7	98,6	340,1
7	148,3	142,8	93,4	618,1
8	137,7	132,6	86,7	873,3
9	127,4	122,6	80,2	1048,2
10	119,6	115,1	75,3	1153,6

Выводы. В численных экспериментах с моделью выполнена оценка влияния агрометеорологических условий на развитие фитофторы и определено ее повреждающее воздействие на биомассу отдельных органов растения картофеля и формирование урожайности картофеля в целом. Оценено повреждающее воздействие фитофторы применительно к условиям Западного Полесья. Таким образом, нами получен комплекс количественных показателей, характеризующих влияние агрометеорологических условий на формирование фитофторы.

Таблица 2 – Ход биомассы листьев, стеблей, корней и целого растения при воздействии фитофторы в условиях Западного Полесья

Декады Вегетации	Биомасса, (г/м ²)			
	Листьев	Стеблей	Корней	Целого растения
1	6,1	5,9	3,971	0,395
2	16,3	15,7	10,3	16,1
3	29,1	27,9	18,3	42,3
4	57,1	54,8	35,9	75,4
5	89,4	86,1	56,3	149,1
6	98,8	95,1	62,2	264,1
7	92,5	89,1	58,3	411,8
8	85,9	82,7	54,1	514,2
9	79,5	76,5	50,1	563,4
10	74,5	71,8	47,1	579,5

Список литературы

1. *Математическое моделирование* в агрометеорологии // Труды ВНИИСХМ. -1990. –Вып. 26. 77 с.
2. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. –Л.: Гидрометеиздат, 1988. -186 с.
3. *Руденко А.И., Белозор Н.И.* Влияние климата на распространение колорадского жука, рака и фитофторы картофеля // Прогноз в защите растений от вредителей и болезней. –Рига, 1964. –с.35-64.
4. *Свидерская С.М.* Оценка влияния агрометеорологических условий на развитие колорадского жука с помощью модели экологических взаимодействий в системе «среда – инфекция – вредитель - растение» // Метеорология, климатология и гидрология. -2001. -№43. –с.116-127.
5. *Waggoner P.* Weather and the rise and fall of fungi. //Biometeorology. –Ed. W.P.Lowry. Oregon State University Press, 1968.
6. *Waggoner P.E.* Defoliation, disease and growth // Theoretical production ecology hindsight and perspectives. – Wageningen Agricultural University, Department of theoretical Production Ecology. -1989. – P. 14-15.

Вплив агрометеорологічних умов на розвиток фітофтори і її ушкоджувальна дія на врожайність картоплі. Свидерська С.М.

Були представлені результати чисельних експериментів за оцінкою впливу агрометеорологічних умов на розвиток фітофтори і її ушкоджувальної дії на накопичення біомаси окремих органів рослини картоплі і формування врожайності в цілому стосовно умов Західного Полісся. В основу чисельних експериментів була покладена модель А.М. Польового, в якій моделюється виникнення фітофтори і її ушкоджувальна дія на формування врожайності картоплі в цілому.

Ключові слова: фітофтора, картопля, моделювання, вегетація, опади, температура повітря, вологість, біомаса.

Influence of agrometeorological terms on development of fitoftora and its damaging influence on productivity of potato. Sviderskaya S.M.

The results of numerical experiments on the evaluation of agrometeorological conditions impact on fitoftora development and its damaging influence on accumulation of biomass of potato plant separate organs and forming the productivity as a whole applying to the West Polesie conditions are presented A. N. Polevoy's pattern modeling fitoftora origin and its damaging influence on potato productivity forming as a whole are in the basis of these numerical experiments.

Keywords: fitoftora, potato, modeling, vegetation, precipitation, temperature of air, humidity, biomass.

ПЕРИОД ПОСЕВ – ВСХОДЫ РАСТЕНИЙ И БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

В работе анализируется численный расчет наступления фазы «всходы» ярового ячменя в Киевской области в зависимости от комплекса агрометеорологических факторов. Расчет периода посев-всходы базируется на разложении уравнения логистической кривой в ряд Тейлора. Произведена оценка всех необходимых параметров предложенной модели. Проведен анализ сопоставления фактических и расчетных дат фазы «всходы».

Ключевые слова: биологическое время, фотосинтез, дыхание, логистическая кривая, рост, развитие, продукционный процесс.

Введение. Проблеме описания, расчета и прогнозирования длительности периода посев-всходы растений в зависимости от агрометеорологических факторов уделено достаточно большое количество работ. Это, прежде всего работы Шиголева А.А., Улановой Е.С., Дмитренко В.П., Полевого А.Н., Сиротенко О.Д. и других. В этих исследованиях были определены основные факты зависимости продолжительности периода посев-всходы от агрометеорологических факторов. Исходя из этих исследований можно отметить следующее: 1. рассматривается физическая и биологическая ось времени; все зависимости рассчитаны в биологической оси времени; 2. момент времени посева и момент времени всходов можно рассматривать как два различных события, происходящих в организме растения, по отношению к этим двум временным осям; 3. основное влияние на продолжительность периода посев-всходы оказывают факторы тепла и влаги. Тем самым можно сделать вывод о том, что биологическое время имеет свойство растягиваться и сжиматься в зависимости от напряженности агрометеорологических факторов.

В предыдущей работе [1] было предложено итерационное уравнение для расчета продолжительности периода посев-всходы сельскохозяйственных культур

$$T_{всх} = T_{сем} + \Delta T_{max} \cdot n^j \cdot U_{tw}^j \cdot [-\cos(2\pi \cdot T_{сем}) + 1] + \frac{1}{2} (\Delta T_{max})^2 \cdot (n^j)^2 \cdot (U_{tw}^j)^2 \cdot [2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T_{сем})] \quad (1)$$

где $T_{всх}$ – биологическое время, соответствующее периоду посев-всходы, отн. ед. биол. времени, изменяется от некоторого малого $T_{сем}$ до $T_{квсх}$;

$T_{сем}$ – биологическое время, присутствующее в семенах растений, отн.ед. биол. времени;

$T_{квсх}$ – константа, биологическое время на момент всходов, отн. ед. биол. времени;

ΔT_{max} – максимальное приращение биологического времени при оптимальных значениях факторов внешней среды, соответствующее одним расчетным суткам, отн. ед. биол. времени·сут⁻¹;

n – число прожитых расчетных суток, изменяется нарастающим итогом;

U_{tw} – функция влияния комплекса агрометеорологических факторов на скорость течения биологического времени, отн. ед.;

j – номер расчетных суток периода посев-всходы.

Это уравнение описывает изменение длительности периода посев-всходы в биологической оси времени. Биологические особенности изучаемой культуры учитываются параметром ΔT_{max} , который присущ данной культуре и данному сорту. Например, этот параметр будет отличаться для скороспелых, среднеспелых и позднеспелых сортов данной культуры. Кроме того, учет биологических особенностей культуры осуществляется через уникальные функции влияния факторов внешней среды на процессы развития, то есть через расчет напряженности факторов внешней среды U_{tw} . Переход к физической оси времени осуществляется как подсчет числа итераций, поскольку расчет реализован для суточного шага. Тогда число итераций покажет, сколько суток необходимо для прохождения периода посев-всходы.

Необходимо сказать также и о том, что в уравнении (1) учтены характеристики процессов фотосинтеза и дыхания. В этом уравнении присутствуют два динамических члена, в соответствии с двумя процессами: фотосинтеза и дыхания растений.

Отметим, что функция U_{tw} представляет собой уровень напряженности факторов внешней среды и рассчитывается как среднее за прожитый и текущий момент времени. При этом, функция U_{tw} имеет вид

$$U_{tw}^j = \left\{ 1 - a_t \cdot T_{opt}^2 (t_s^j - 1)^2 \right\} \cdot \left\{ 1 - a_w \cdot W_{opt}^2 (W_s^j - 1)^2 \right\}, \quad (2)$$

где $t_s^j = \frac{t^j}{t_{opt}}$; $W_s^j = \frac{W_{0-20}^j}{W_{opt}}$;

t – текущая температура почвы на глубине заделки семян, °С;

t_{opt} – оптимальная температура почвы для максимальной скорости прохождения периода посев-всходы, °С;

W_{0-20} – запасы продуктивной влаги в почве в верхнем, 20-и см слое, мм;

W_{opt} – оптимальные запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-20см, характеризующие максимальную скорость прохождения периода посев-всходы, мм;

a_w – параметр квадратного уравнения влажностной кривой развития, мм⁻².

a_t – параметр квадратного уравнения температурной кривой развития, °С⁻².

Число расчетных суток n в итерационном уравнении (1) увеличивается с каждой итерацией на одну единицу. В первые сутки расчета $n=1$. Во вторые сутки расчета $n=2$. И так далее. Расчет по этому итерационному уравнению останавливается в момент набора величины $T_{квсх}$. Тем самым мы получаем в ответ, сколько расчетных суток необходимо для всего периода посев-всходы при уникальном сочетании факторов внешней среды, складывающиеся в каждые расчетные сутки на протяжении всего периода посев-всходы. Тем самым, целью данной работы является проверка предложенного итерационного уравнения расчета продолжительности периода посев-всходы на основе материалов наблюдений агрометеорологической сети станций на Украине. К задачам данной работы следует отнести оценку необходимых параметров, предложенного метода расчета продолжительности периода посев-всходы на основе разложения логистической кривой в ряд Тейлора.

Материалы и методы исследования. Данные, для проверки предложенного метода расчета продолжительности периода посев-всходы были получены на ст. Мироновка, Киевской области. Чтобы произвести привязку предложенной модели расчета продолжительности периода посев-всходы к данной культуре и данной почвенно-климатической зоне необходимо иметь в наличии ряд наблюдений за фенологией исследуемой культуры в разрезе 8-10 лет как минимум. При этом необходимы наблюдения за всем вегетационным периодом, поскольку фундаментальный параметр ΔT_{max} , определяющий максимальную скорость прохождения периода посев-всходы, используется как тот же самый параметр для расчета продолжительности всего вегетационного периода [2]. Параметр ΔT_{max}

находится как отношение единицы к числу суток всего вегетационного периода, то есть периода посев-созревание. В данной работе исследуется культура ярового ячменя сорта «Одесский 115» и необходимый нам параметр составил значение: $\Delta T_{max} = 0.0289$ отн.ед.биол. времени·сут⁻¹. За исследуемые 8 лет, с 1992 по 1999 годы, минимальная продолжительность периода посев-всходы составила 8 суток и за это время на момент всходов параметр $T_{квсх}$ имеет значение 0.002 отн. ед. биол. времени. Параметр $T_{сем}$ (биологическое время семян) принят нами равным 0.001 отн. ед. биол. времени. Параметры функции U_{tw} составляют значения: $t_{opt}=20$ °C; $W_{opt}=35$ мм в слое почвы 0-20см; $a_t=0.0022$ °C⁻²; $a_w=0.0008$ мм⁻² для условий Киевской области. Таким образом, представлены все параметры для предложенной модели расчета продолжительности периода посев-всходы. Результаты расчета представлены в табл.1.

Результаты исследования и их анализ. Как видно из табл.1, максимальное отклонение расчетной даты от фактической даты составляет 3-е суток. Такой результат вполне приемлем, поскольку точность наблюдений за фенологией культур на сети агрометеорологических станций, согласно «Наставлениям гидрометеорологическим станциям и постам» составляет 2-е суток.

Оценим отклонение расчетной даты фазы «всходы» $\Phi_{расч}$ от фактической даты $\Phi_{факт}$ как среднеквадратическое отклонение σ [3]. При этом, среднеквадратическое отклонение составило значение $\sigma=1.5411$.

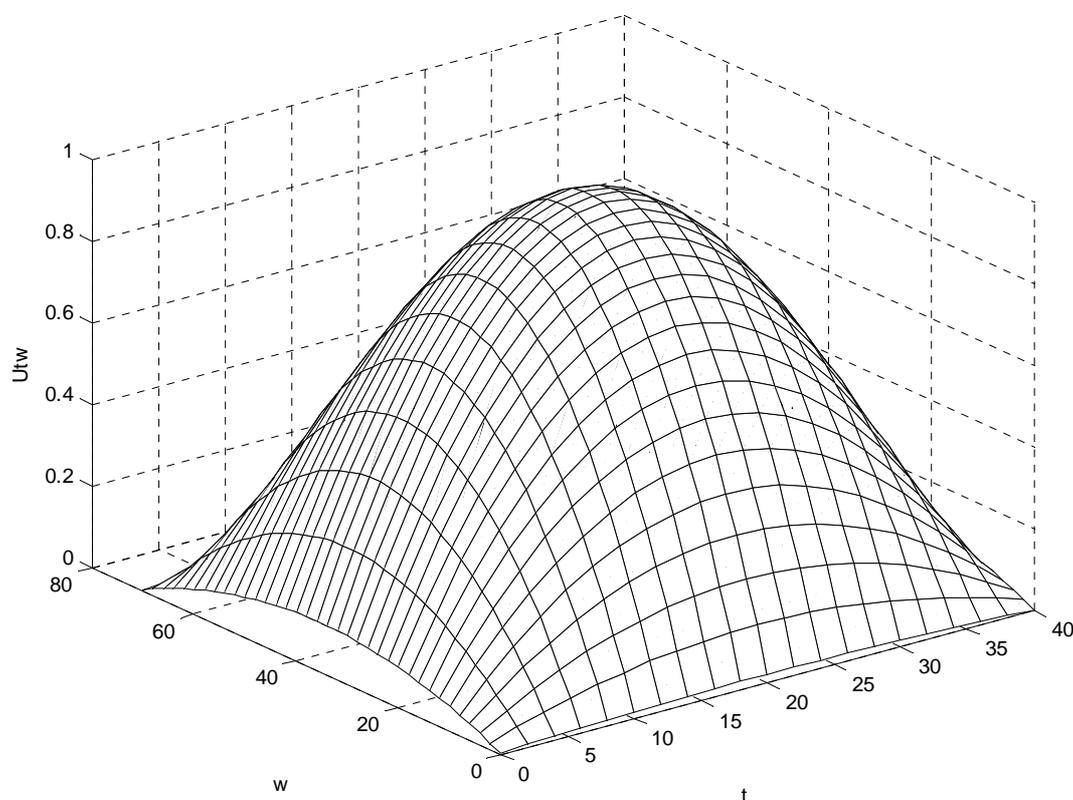
Таблица 1- Сопоставление расчетных и фактических дат наступления фазы «всходы» ярового ячменя сорта «Одесский 115» на ст. Мироновка Киевской области

№ п/п	Год	Фактические данные			Расчетная продолжительность периода посев-всходы	Отклонение расчетной даты от фактической
		Дата посева	Дата всходов	Продолжительность периода посев-всходы		
1	1992	13.04	26.04	13	12	-1
2	1993	22.04	2.05	10	10	0
3	1994	6.04	14.04	8	10	+2
4	1995	14.04	24.04	10	10	0
5	1996	26.04	4.05	8	9	+1
6	1997	4.04	20.04	16	16	0
7	1998	20.04	28.04	8	10	+2
8	1999	3.04	16.04	13	10	-3
Среднее		13.04	24.04	10.75	10.87	+0.125

Следует отметить, что среднеквадратическое отклонение σ для исследуемых случаев наблюдений (всего 8 годо-случаев) составляет значение меньше, чем 2-е суток. Это говорит о том, что 2/3 всех расчетных случаев меньше чем 2-е суток, согласно нормальному распределению [3]. Конечно, для более полной проверки предложенного метода необходим более длительный ряд наблюдений. В тоже время на основании такой проверки можно заключить, что метод в целом себя оправдал. Точность расчетов достаточно высокая и согласуется с точностью наблюдений на реальном сельскохозяйственном поле за фенологией культур.

Проверив данный метод расчета продолжительности периода посев-всходы, мы можем перейти к исследованию данного метода в численных экспериментах. Прежде

всего, графически изобразим функцию напряженности факторов внешней среды U_{tw} для культуры ярового ячменя сорта «Одесский 115», рис.1.



t – температура почвы на глубине заделки семян, °С; w – запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-20см, мм; U_{tw} – уровень напряженности факторов внешней среды, отн. ед.

Рисунок 1 – Уровень напряженности факторов тепла и влаги, присущие культуре ярового ячменя в условиях Киевской области. Оптимальная температура на глубине заделки семян составляет 20 °С. Оптимальные запасы продуктивной влаги слоя почвы 0-20см составляют 35мм.

Как видно из рис.1, мы охватили всю область толерантности культуры ярового ячменя. При этом учтены температуры ниже привычного биологического минимума развития культуры, составляющего 5°С. Кроме того, при температурах выше оптимальных будет происходить замедление скорости развития культуры, согласно исследованиям Л.Н. Бабушкина, проведенных в условиях Узбекистана [4]. Такой же отклик наблюдается для фактора влаги.

Исследуем так же, как влияют различные сочетания температуры и влажности почвы на длительность периода посев-всходы культуры ярового ячменя. Для этого численного эксперимента мы задавали температуры на глубине заделки семян 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 °С и запасы влаги 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60 мм в слое почвы 0-20 см. Результаты исследований представлены в табл. 2.

Таблица 2 – Влияние различных сочетаний факторов тепла t (температура на глубине заделки семян) и влаги w (запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-20см) на длительность периода посев-всходы ярового ячменя сорта «Одесский 115» в условиях Киевской области

$w \backslash t$	5 °C	10 °C	15 °C	20 °C	25 °C	30 °C	35 °C	40 °C
5 мм	52	35	29	28	29	35	55	∞*
10 мм	30	20	17	16	17	20	32	∞
15 мм	23	15	13	12	13	15	23	∞
20 мм	19	13	11	10	11	13	19	∞
25 мм	17	11	9	9	9	11	17	∞
30 мм	16	11	9	8	9	11	16	∞
35 мм	16	10	9	8	9	10	16	∞
40 мм	16	11	9	8	9	11	16	∞
45 мм	17	11	9	9	9	11	17	∞
50 мм	19	13	11	10	11	13	20	∞
55 мм	23	15	13	12	13	15	24	∞
60 мм	31	20	17	16	17	21	32	∞

* Примечание: ∞ - растения погибли.

Из данных, полученных в табл. 2, становится ясно, что при сочетаниях запасов влаги W_{0-20} в 5-10мм и температуры в 5°C период посев-всходы сильно затягивается (52-ое суток). Такая ситуация в условиях Киевской области практически невозможна. Посев ярового ячменя производится весной, после того как в течение предшествующего осенне-зимнего периода формировалась продуктивная влага в почве. Поэтому запасы влаги в 5-10мм на весну в условиях Киевской области практически невозможны. Запасы влаги в слое 0-20см в размере 5-10мм характеризуют сильную засуху. Так же практически невозможна ситуация с температурами в 35°C в период сева ярового ячменя (длительность периода посев-всходы составляет 55 суток). Такое сочетание значений факторов тепла и влаги будут характеризовать гибель ярового ячменя. Она наступит в результате того, что питательные запасы семени за такой длительный период времени просто истощатся. Отметим так же и то, что обычно на весну в период сева сельскохозяйственных культур запасы продуктивной влаги в почве имеют значения близкие к оптимальным запасам. И только в аномальные годы эти значения продуктивной влаги могут отличаться. В то же время, учет фактора влаги при расчете наступления даты фазы «всходы» является обязательным.

Таблицей 2 можно пользоваться для расчета длительности периода посев-всходы ярового ячменя по средним данным о температуре и запасах влаги за этот период. В тоже время следует отметить, что модель отличается от реального объекта исследований на вектор отклонений. Согласно подходу В.М. Глушкова [5] «модель – это система, отражающая другую систему». При таком подходе, характеризуя объект исследования и его модель, вводится вектор состояний X исследуемого объекта. Вектор состояний X может принимать реальные значения $X_{реал}$ и модельные значения $X_{модель}$. Тогда вектор реальных значений $X_{реал}$ будет отличаться от вектора модельных значений $X_{модель}$ на некоторую векторную величину $D_{откл}$

$$|X_{модель} - X_{реал}| = D_{откл} \quad (3)$$

Вектор $D_{откл}$ определяет отличие объекта исследования от его модели по моделируемым состояниям. При таком подходе является целесообразным выбирать вектор состояний модельных значений $X_{модель}$, дающий минимальную величину

вектора отклонений $D_{\text{откл}}$. Поэтому следует учитывать такие отклонения реального объекта от его модели. В нашем случае мы проверяли модель на основании данных реальных наблюдений за фенологией ярового ячменя в условиях ст. Мироновка Киевской Области (табл. 1). Поэтому вектор отклонений $D_{\text{откл}}$ для нашего случая будет иметь размерность 1, поскольку мы сравнивали расчетные и фактические даты наступления фазы «всходы». При этом, критерием оценки ошибки отклонений было выбрано среднеквадратическое отклонение σ . Таким образом, адекватность предложенной модели оценивалась на основании среднеквадратического отклонения σ . При этом, число случаев наблюдений интегрированы в один показатель σ . Как отмечает В.М. Глушков [5] «основным этапом является не столько создание модели объекта, сколько доказательство её адекватности». Это говорит о том, что проверка адекватности модели является самостоятельной задачей исследования. Для нашего случая мы не исчерпали все возможности вектора $D_{\text{откл}}$, поскольку постановка детального эксперимента требует проведения многофакторных экспериментальных наблюдений за сельскохозяйственными культурами, где будут определены такие параметры как: биологическое время семян, оптимальные температуры и оптимальные запасы продуктивной влаги в почве для процессов развития сельскохозяйственных культур и другие параметры. Кроме того, требует уточнения сами функции влияния температуры почвы и влажности почвы на процессы развития растений в период посев-всходы. В то же время основным критерием проверки модели является критерий сравнения фактических и расчетных дат наступления фазы «всходы». Поэтому, на основании такой проверки, мы можем заключить о том, что модель достаточно адекватно описывает реальный объект исследования: межфазный период посев-всходы.

Выводы:

1. Первая проверка предложенного метода итерационного расчета продолжительности периода посев-всходы дала положительный результат. Максимальное отклонение расчетной даты фазы «всходы» от фактической даты, за исследуемые 8 лет, составляет 3-е суток.
2. За исследуемые 8 лет в среднем фактическая длительность периода посев-всходы составила 10.75 суток, а расчетная – 10.87 суток.
3. Среднеквадратическое отклонение расчетных значений даты фазы «всходы» от фактических имеет значение $\sigma=1.5411$ суток, что меньше точности наблюдений за фенологией культур, принятых на гидрометеорологических станциях и постах (2-е суток).
4. В предложенной итерационной модели периода посев-всходы учтен весь комплекс агрометеорологических факторов, влияющих на скорость развития во всей области толерантности.
5. Проведены исследования предложенного метода расчета длительности периода посев-всходы в численных экспериментах. Предложена таблица значений длительности этого периода в зависимости от температуры почвы на глубине заделки семян и от запасов продуктивной влаги в слое почвы 0-20 см, которая может быть использована для приближенного расчета длительности этого периода по средним данным за этот период.
6. Предложенный итерационный расчет продолжительности периода посев-всходы сельскохозяйственных культур легко может быть реализован в динамических моделях продукционного процесса растений.

Список литературы

1. Наумов М.М. Период посев-всходы растений и биологическое время. // Український гідрометеорологічний журнал, -2006, № 1, С. 135-139.
2. Наумов М.М. Рост растений и биологическое время. // Вісник Одеського державного екологічного університету. -2005, Вип. 1, С. 72-78.
3. Уланова Е.С., Сиротенко О.Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии. – Ленинград, Гидрометеоиздат, -1968, -198 С.
4. Бабушкин Л.Н. Оценка влияния погоды на скорость развития хлопчатника и других сельскохозяйственных культур и методы прогнозов наступления основных фаз развития их в условиях Узбекистана. Методические указания ЦИПа, -1951, Вып.16, -47 С.
5. Глушков В.М., Иванов В.В., Яненко В.М. Моделирование развивающихся систем. –М., Наука, -1983, -350 С.

Період посів-сходи рослин і біологічний час. Результати розрахунків. Наумов М.М.

В роботі аналізується чисельний розрахунок настання фази «сходи» ярового ячменю в Київській області залежно від комплексу агрометеорологічних чинників. Розрахунок періоду посів-сходи базується на розкладанні рівняння логістичної кривої в ряд Тейлора. Була проведена оцінка всіх необхідних параметрів запропонованої моделі. Був проведений аналіз зіставлення фактичних і розрахункових дат фази «сходи».

Ключові слова: біологічний час, фотосинтез, дихання, логістична крива, зростання, розвиток, продукційний процес.

Period sowing-shoots of plants and biological time. Results of computations. Naumov M.M.

In work numeral computation of offensive of phase is analysed «shoots» of spring barley in the Kiev region depending on the complex of agrometeorological factors. Computation of period sowing-shoots is based on decomposition of equalization of logistic curve in the row of Taylor's series. Estimation of all necessary parameters of the offered model is produced. The analysis of comparison of actual and computation dates of phase is conducted «shoots».

Keywords: biological time, photosynthesis, respiration, logistic curve, growth, development, productional process.

УДК 556.06

Є.Д.Гопченко, д.г.н., проф., Ж.Р.Шакірманова, к.г.н., доц.
Одеський державний екологічний університет**ОБГРУНТУВАННЯ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗУВАННЯ СТРОКІВ
ПРОХОДЖЕННЯ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ ПРИП'ЯТІ**

В статті обґрунтовується методика прогнозу дат початку водопілля та проходження його максимальних витрат (рівнів) води на основі встановлення регіональних залежностей від очікуваних температурних умов на водозборах.

Ключові слова: прогноз строків весняного водопілля, максимальні витрати води, картографічна форма прогнозу

Вступ. Одним з важливих питань при прогнозуванні весняних водопіль, з якими часто пов'язані затоплення територій, є визначення термінів їх проходження – дат початку і максимальних витрат води як на окремих річкових водозборах, так і на території в цілому.

Терміни проходження водопіль значною мірою залежать від розмірів водозборів, ступеня їхньої залісеності та заболоченості й для тієї чи іншої географічної зони визначаються кліматичними характеристиками [1]. У кожному конкретному році терміни розвитку та інтенсивність водопіль цілком визначаються метеорологічними умовами – наявністю снігу на водозборах, часом початку сніготанення і температурним режимом повітря цього періоду. В останні роки нестали погодні умови зимового й весняного сезонів призвели до широкої варіації дат як початку водопілля, так і його максимальних витрат чи рівнів води – від дуже ранніх до досить пізніх строків зимово-весняного періоду. Так, раннє проходження максимальних рівнів води – небезпечне явище у зв'язку з несподіваністю настання та невиправданими збитками.

Матеріали і методи дослідження. Прогнози дат початку та максимальних витрат (рівнів) води водопілля до сьогодні не достатньо розроблені. Методи таких прогнозів цілком визначаються довгостроковим синоптичним прогнозом, який в свою чергу можливий через вивчення закономірностей атмосферної циркуляції, аналізу полів метеорологічних величин та характеристик баричної топографії. В Російському гідрометеорологічному центрі [2,3] запропонований метод фонового довгострокового та середньострокового прогнозу дат початку і максимальної витрати води в умовах проходження весняної повені, який використовує ідеологію довгострокового прогнозування льодових явищ на річках, широко розвинену та реалізовану в період з 60-70х років минулого сторіччя. В основу цього методу покладено аналіз загальних атмосферних процесів, їхня кількісна оцінка та встановлення комплексних зв'язків строків початку та проходження максимальної витрати води водопілля від характеристик атмосферної циркуляції над значимими зонами Північної півкулі в зимові місяці, отриманими при розкладі метеорологічних полів по природних ортогональних складових. Однак використання таких методів в оперативній практиці не завжди можливе у зв'язку з обмеженістю вихідної інформації.

В практиці гідрологічних прогнозів відомі також методи довгострокового прогнозування дат початку та максимальних витрат води весною на основі встановлення індивідуальних кореляційних зв'язків цих дат із строками сталого переходу температури повітря до плюсових значень весною [1]. Значні коливання

погодних умов в період сніготанення, що особливо відчутно на великих водозборах з площею близько 200 тис.км², призводять до послаблення залежностей такого виду для прогнозу дат проходження водопілля.

В цій роботі запропонований метод прогнозу у вигляді консультацій щодо строків водопілля, заснований на використанні прогнозних величин температури повітря.

Результати досліджень та їх аналіз.

Прогнозування дат початку весняного водопілля. На першому етапі розробки методики прогнозу дат початку водопілля за даними багаторічних спостережень (1961-2000 рр.) по 26 річках басейну Прип'яті було встановлено, що початок водопілля спостерігається після строків накопичення максимальних снігозапасів на водозборі з року в рік у різні дати. Аналіз показав, що цей період, який в основному дорівнює періоду водоутримуючої спроможності снігу, визначається температурними умовами розвитку весни, тобто їхньою інтенсивністю, а не суто максимальними запасами води в сніговому покриві (S_m), величина яких впливала б на строки початку водовіддачі снігу і появи поверхневого стоку. Цей висновок підтверджується й авторами [2].

У зв'язку з цим були отримані залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу (t_e), як періоду від дати утворення максимальних снігозапасів (D_{Sm}) до дати початку водопілля (D_e), визначеного за виразом

$$t_e = D_e - D_{Sm}, \quad (1)$$

від середньої декадної температури повітря за першу після D_{Sm} декаду ($\theta_1, ^\circ\text{C}$), враховуючи досвід [2].

Зауважимо, що температура повітря $\theta_1, ^\circ\text{C}$ береться за даними метеостанцій, які розташовані близько до геометричних центрів тяжіння водозборів.

Залежності $t_e = f(\theta_1)$ не досить тісні, але тенденція до зменшення числа днів t_e при підвищенні температури $\theta_1, ^\circ\text{C}$ чітко простежується. Приклад графічної залежності для басейну р.Случ-м.Сарни наведений на рис.1. Такі зв'язки описуються рівняннями прямої (при θ_1 до 3-3.5 $^\circ\text{C}$)

$$t_e = d_1 - c_1\theta_1, \quad (2)$$

де d_1 і c_1 – емпіричні параметри.

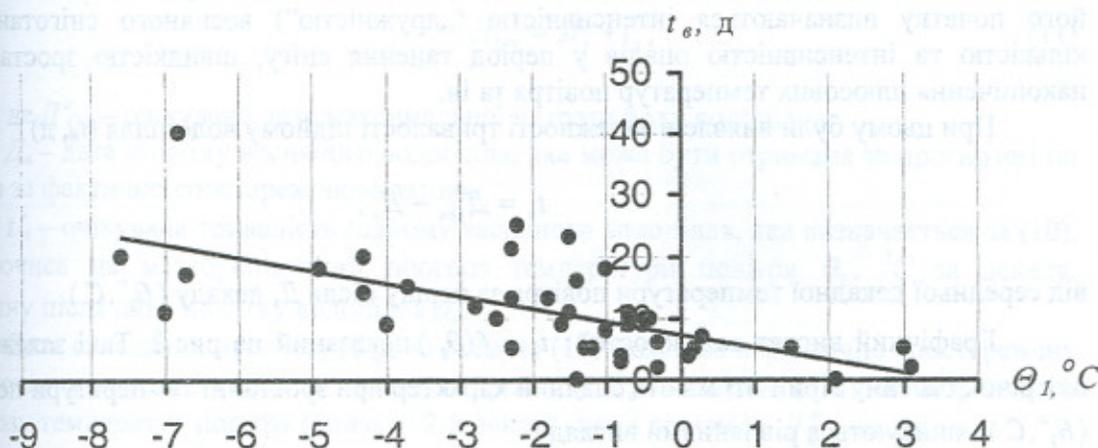


Рисунок 1 – Залежність $t_e = f(\theta_1)$ для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка).

На наступному етапі виконано узагальнення параметрів d_1 і c_1 для всієї розглядуваної території і встановлена залежність d_1 від географічної широти центрів тяжіння водозборів (φ , в частках $^{\circ}$ півн.ш.), приведених до $\varphi=50^{\circ}$ півн.ш., тобто

$$d_1 = 2.124(\varphi - 50) + 6.6, \quad (3)$$

а коефіцієнт c_1 осереднений по водозборах на рівні 1.5.

Таким чином, для визначення тривалості періоду від дати максимальних снігозапасів до початку водопілля t_e (д) отримане рівняння

$$t_e = [2.124(\varphi - 50) + 6.6] - 1.5\theta_1. \quad (4)$$

Визначення дат початку водопілля можна здійснити за схемою

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (5)$$

де D'_e – очікувана дата початку весняного водопілля;
 D_{Sm} – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві;
 t'_e – очікувана тривалість періоду від дати D_{Sm} до дати початку водопілля D_e визначається за (4) при використанні метеорологічного прогнозу температури повітря (θ_1 , $^{\circ}\text{C}$) за декаду, наступну після D_{Sm} .

Дата складання прогнозу D'_e за схемою (5) відповідає даті накопичення максимальних снігозапасів (D_{Sm}). Завчасність прогнозів дат початку водопілля визначається саме величиною t_e , тобто дорівнює періоду від дати прогнозу D_{Sm} до дати початку водопілля D_e . Середні багаторічні значення t_{e_0} для річок басейну Прип'яті показують, що спостерігається незначне збільшення завчасності прогнозу D_e з північного заходу на схід, оскільки

$$t_{e_0} = 1.14(\varphi - 50) + 10, \quad (6)$$

але в середньому складає 10 діб на річках розглядуваної території.

Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля. Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля (D_{Qm}) відносно строків його початку визначаються інтенсивністю („дружністю”) весняного сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів у період танення снігу, швидкістю зростання і накопичення плюсових температур повітря та ін.

При цьому були виявлені залежності тривалості підйому водопілля (t_n , д)

$$t_n = D_{Qm} - D_e, \quad (7)$$

від середньої декадної температури повітря за першу після D_e декаду (θ_2 , $^{\circ}\text{C}$).

Графічний вигляд залежностей $t_n = f(\theta_2)$ показаний на рис.2. Такі залежності для річок басейну Прип'яті мають спадний характер при зростанні температури повітря (θ_2 , $^{\circ}\text{C}$) і описуються рівняннями вигляду

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2, \quad (8)$$

де d_2 і c_2 – емпіричні параметри.

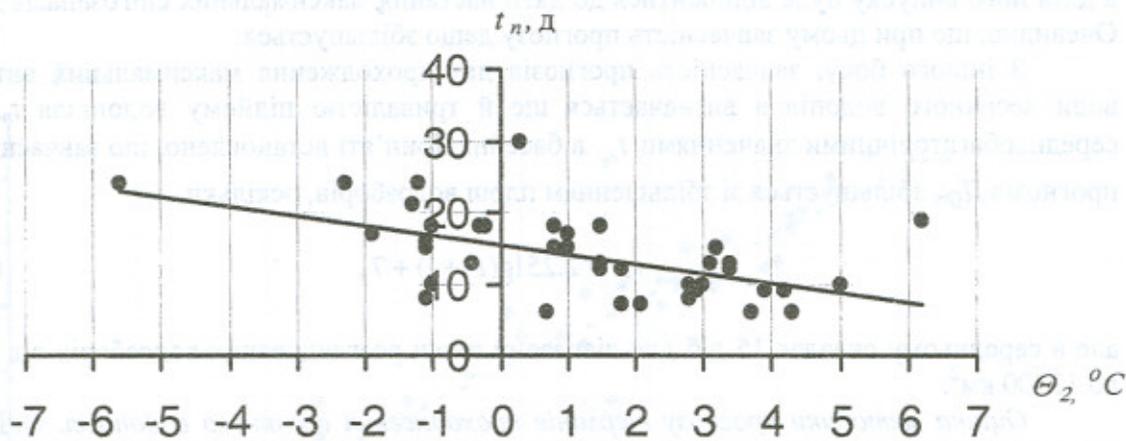


Рисунок 2 – Залежність $t_n = f(\theta_2)$ для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка).

Тривалість підйому водопілля t_n визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок. Тому узагальнення d_2 і c_2 було здійснено в залежності як від географічної широти центрів тяжіння водозборів φ , яка визначає період сніготанення, так і від площ басейнів F , які визначають тривалість схилового та руслового добігання тало-дощових вод.

Залежності другого типу отримані більш тісними, тому в розрахунках використано рівняння

$$d_2 = 2.76 \cdot \lg(F + 1) + 4.92. \quad (9)$$

Коефіцієнт c_2 осереднений по водозборах і дорівнює 1.5.

В результаті для визначення тривалості періоду підйому водопілля t_n отримано вираз

$$t_n = [2.76 \lg(F + 1) + 4.92] - 1.5\theta_2. \quad (10)$$

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D'_{Qm} = D_s + t'_n, \quad (11)$$

де D'_{Qm} – очікувана дата максимальної витрати води водопілля;

D_s – дата початку весняного водопілля, яка може бути отримана за прогнозом по (5) або за фактично спостереженою датою;

t'_n – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, яка визначається за (10), спираючись на метеорологічний прогноз температури повітря θ_2 , $^{\circ}C$ за декаду, наступну після дати початку водопілля D_s .

Дата складання прогнозу D'_{Qm} за схемою (11) можлива в фактично спостережену дату початку водопілля (D_s). За наявності прогнозу D'_s за схемою (5) і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 2-х декад) схема прогнозу D''_{Qm} наступна

$$D''_{Qm} = D'_s + t'_n, \quad (12)$$

а дата його випуску буде відноситись до дати настання максимальних снігозапасів D_{Sm} . Очевидно, що при цьому завчасність прогнозу дещо збільшується.

З іншого боку, завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається ще й тривалістю підйому водопілля t_n . За середньобагаторічними значеннями t_{n_0} в басейні Прип'яті встановлено, що завчасність прогнозів D_{Qm} збільшується зі збільшенням площ водозборів, оскільки

$$t_{n_0} = 2.25 \lg(F + 1) + 7, \quad (13)$$

але в середньому складає 15 діб для діапазону площ розглядуваних водозборів від 776 до 13300 км².

Оцінка методики прогнозу термінів проходження весняного водопілля. Оцінка методики прогнозів термінів весняного водопілля виконана шляхом складання перевірних прогнозів дат початку водопілля D'_e і дат максимальних витрат води D'_{Qm} . Збіжність прогнозних і спостережених дат D_e і D_{Qm} для басейну р.Случ-м.Сарни (за період з 1961 по 2000 рр.) ілюструється рис.3 і 4 відповідно.

Зв'язки достатньо тісні: з коефіцієнтами кореляції для дат початку водопілля $r=0.91$, для дат максимальних витрат води водопілля $r=0.96$.

Виконано й прогноз дат максимальних витрат води D''_{Qm} по прогнозних датах D'_e за схемою (12). Природно, що тіснота зв'язку прогнозних D''_{Qm} і спостережених D_{Qm} дещо нижча і оцінюється коефіцієнтом кореляції 0.87.

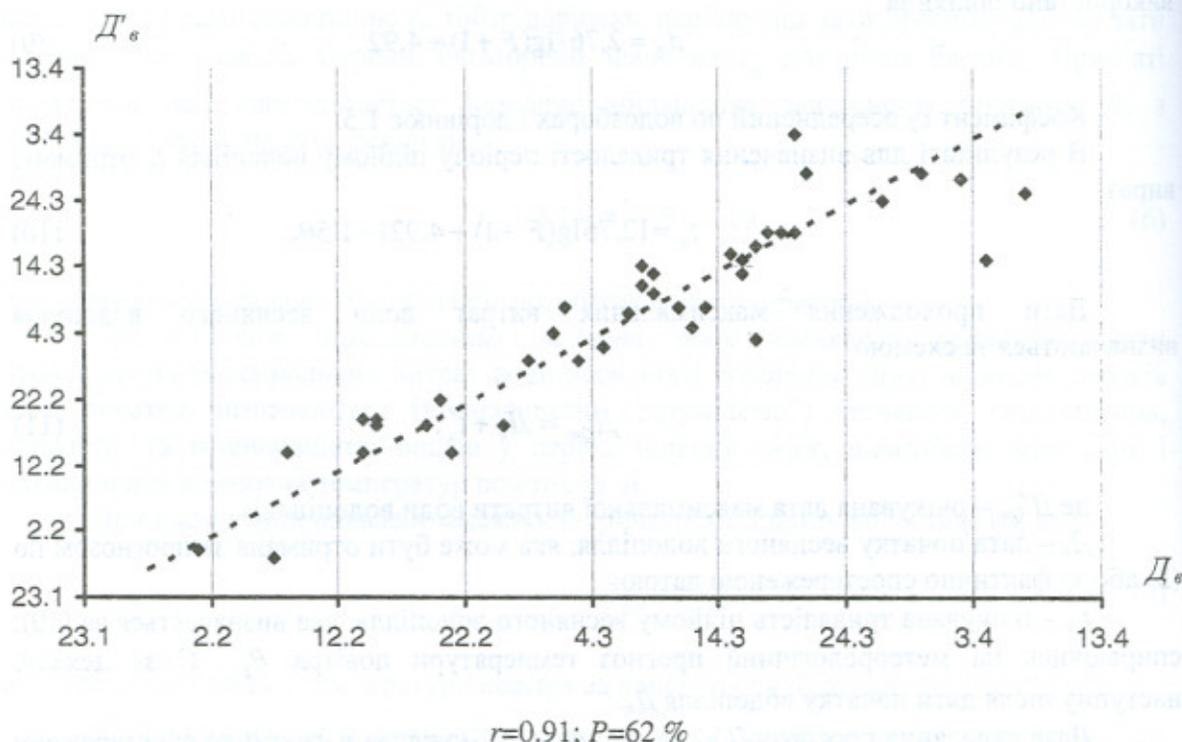


Рисунок 3 – Збіжність прогнозних та фактичних дат початку весняного водопілля в басейні р.Случ-м.Сарни (д).

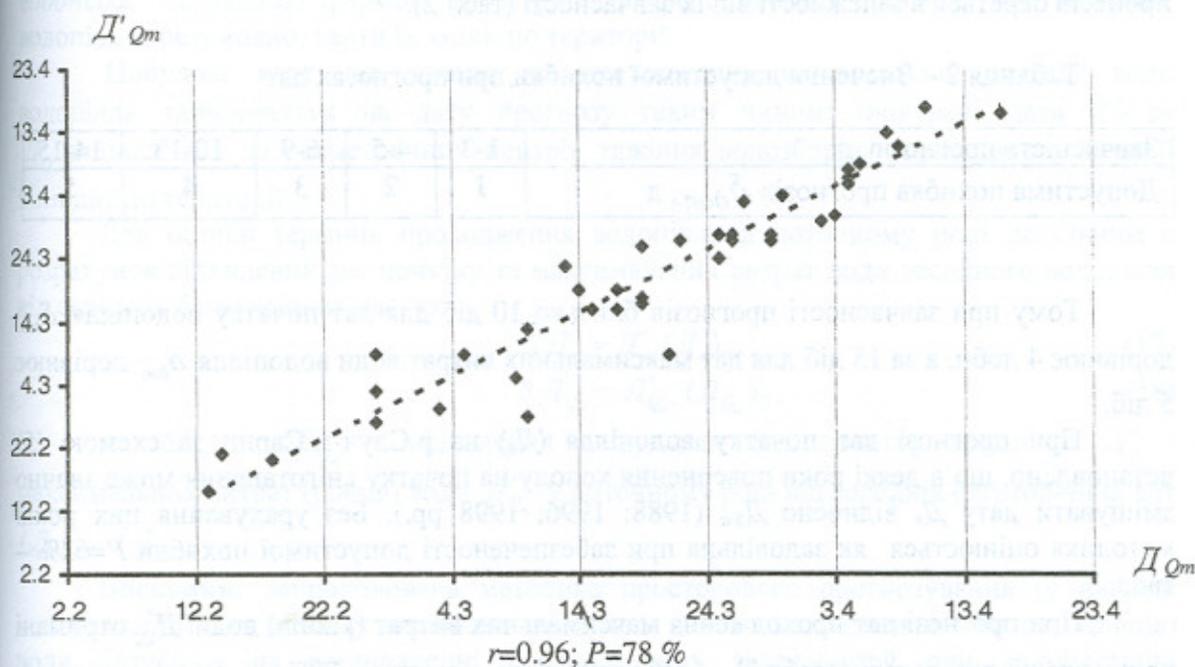


Рисунок 4 – Збіжність прогнозних та фактичних дат максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р.Случ-м.Сарни (д).

Оцінка методики прогнозу строків настання явищ відповідно до „Наставлення по службі прогнозів” [4] здійснюється в залежності від дати складання прогнозу. Прогноз строків початку і максимальних витрат (рівнів) води не має фіксованої дати його випуску, тому показником якості методики є середня квадратична похибка

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (D - D')^2}{n}}, \quad (14)$$

де D і D' - спостережені та прогнозовані дати гідрологічного явища;
 n – кількість прогнозів.

Методика оцінюється за величиною S відповідно до табл.1 [5].

Таблиця 1 – Показники якості методики прогнозу дат

Оцінка методики	Допустима похибка, д						
	1	2	3	4	5	6	7
добра за $\bar{S} \leq$	0.7	1.5	2.2	3.0	3.7	4.5	5.2
задовільна за $\bar{S} \leq$	1.2	2.4	3.6	4.8	5.9	7.1	8.2

Слід зауважити, що „оцінка методик, які базуються на короткострокових прогнозах погоди (температур повітря та ін.), виконується за фактичними значеннями метеорологічних величин” [5].

Допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання весняних процесів береться в залежності від їх завчасності (табл.2).

Таблиця 2 - Значення допустимої похибки при прогнозах дат

Завчасність прогнозів, д	1-3	4-5	6-9	10-13	14-15
Допустима похибка прогнозів $\delta_{доп}$, д	1	2	3	4	5

Тому при завчасності прогнозів близько 10 діб для дат початку водопілля $\delta_{доп}$ дорівнює 4 доби, а за 15 діб для дат максимальних витрат води водопілля $\delta_{доп}$ дорівнює 5 діб.

При прогнозі дат початку водопілля (D_e) на р.Случ-м.Сарни за схемою (5) встановлено, що в деякі роки повернення холоду на початку сніготанення може значно зміщувати дату D_e відносно D_{Sm} (1988; 1996; 1998 рр.). Без урахування цих років методика оцінюється як задовільна при забезпеченості допустимої похибки $P=62\%$ – табл. 3.

При прогнозі дат проходження максимальних витрат (рівнів) води D'_{Q_m} отримані дещо кращі результати (табл.3) – забезпеченість дорівнює 78%, а якість методики задовільна. Тут в окремі роки D'_{Q_m} можуть спостерігатися значно раніше прогнозних строків при дуже інтенсивному розвитку весняних процесів, як у 1961, 1981, 1995 рр. (похибка прогнозу складала близько 10 діб) або, навпаки, затримка сніготанення чи дощові опади зміщують D'_{Q_m} до більш пізніх строків (1972, 1990 рр.).

Таблиця 3 – Оцінка якості методики прогнозу дат початку водопілля та проходження максимальної витрати води на р.Случ-м.Сарни

Прогнозна дата за схемою	Кількість прогнозів	Завчасність прогнозів, д	Допустима похибка прогнозів, $\delta_{доп}$, д	Оцінка якості прогнозів, S, д	P %	Оцінка якості методики за табл.1
D'_e за (5)	40	10	4	6.3/4.7	55/62*	-/задовільна
D'_{Q_m} за (11)	40	15	5	4.5	78	задовільна

* - оцінка якості прогнозу без урахування 1988, 1996, 1998 рр.

Зважаючи на не високу якість і використання у методиці прогнозних температур повітря, очікувані терміни проходження водопіль на річках представляються у вигляді консультацій.

Оцінка прогнозів дат початку (D'_e) і максимальних витрат (рівнів) води (D'_{Q_m}) в поточному році виконується шляхом розрахунку похибки прогнозу відносно фактично спостережених дат, як

$$\Delta D'_e = D_e - D'_e, \quad (15)$$

$$\Delta D'_{Q_m} = D_{Q_m} - D'_{Q_m}. \quad (16)$$

Форма представлення очікуваних дат проходження весняного водопілля. Наглядною формою просторового представлення прогнозу дат весняних водопілля є, безумовно, карти їх зміни по території.

Побудова карт дат початку та проходження максимальної витрати води водопілля здійснюється на дату прогнозу таким чином: очікувані дати D'_e та D'_{Q_m} відносяться до геометричних центрів тяжіння водозборів і проводяться ізолінії змін дат по території.

Для оцінки термінів проходження водопілля в поточному році доцільним є розрахунок відхилення дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля від середніх багаторічних дат, як

$$\Delta D_e = D'_e - (D_e)_0, \quad (17)$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0, \quad (18)$$

де ΔD_e і ΔD_{Q_m} - відхилення очікуваних дат початку водопілля D'_e і максимальних витрат (рівнів) води D'_{Q_m} у поточному році від середніх багаторічних дат $(D_e)_0$ і $(D_{Q_m})_0$.

Висновки. Запропонована методика просторового прогнозування (у вигляді консультацій) дат початку весняного водопілля і його максимальних витрат (рівнів) води базується на встановленні прогностичних залежностей при використанні метеорологічного прогнозу середніх декадних температур повітря. Параметри прогнозованої схеми узагальнюються по території з урахуванням географічної широти та площі водозборів. Очікувані строки початку і максимальних витрат води весняного водопілля подаються у вигляді карт їх зміни по території, що може бути корисним при здійсненні заходів, пов'язаних із запобіганням несприятливим наслідкам і економічною безпекою об'єктів та населених пунктів при значних повенях.

Список літератури

1. *Руководство по гидрологическим прогнозам.* - Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 358 с.
2. Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Метод долгосрочных и краткосрочных прогнозов дат максимальных уровней весенней половодья на Европейской территории России. - Метеорология и гидрология, 2002, №11, с. 81-82.
3. Borsch S., Fedorova S. Long-term forecasts of dates of spring flood initial and maximum water levels passage in the Dnepr catchment on the territory of Russia and Belarus for improved flood management planning/ NATO Advanced research Workshop Preprints / Transboundary Floods/ Treira S. R. L., Oradea, Romania, May 4-8, 2005.-P. 149-166.
4. *Наставление по службе прогнозов.* - Разд. 3.- Ч. 1. - Л.: Гидрометеиздат, 1962.-194 с.
5. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 390 с.

Обоснование методики прогнозирования сроков прохождения весеннего половодья в бассейне Припяти. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р.

В статье обосновывается методика прогноза дат начала половодья и прохождения его максимальных расходов (уровней) воды на основе установления региональных зависимостей от ожидаемых температурных условий на водосборах.

Ключевые слова: прогноз сроков весеннего половодья, максимальные расходы воды, картографическая форма прогноза

A ground of method of forecasting of dates reaches of the spring flood in the basin of Pripyat.

Gopchenko E.D., Shakirzanova J.R.

In the article the method of forecasting of dates when a flood begins and then reaches its maximal discharge (levels) on the basis of establishment of regional dependences on the expected temperature terms on the basin is grounded.

Key words: forecast of dates of spring flood, maximal discharge, cartographic form of forecasting

ДОСЛІДЖЕННЯ СТРУКТУРИ Й ПАРАМЕТРІВ РЕДУКЦІЙНИХ ФОРМУЛ

У статті розглядаються теоретичні аспекти використання в розрахунковій практиці формул редукційного типу.

Ключові слова: редукційні формули, схиловий приплив, максимальний стік, математичне моделювання.

Вступ. Особливості розвитку й використання редукційних формул. Редукційні структури серед існуючих формул максимального стоку знайшли найбільше розповсюдження як у нашій країні, так і за кордоном. Цьому сприяли їхня простота, фізична зрозумілість параметрів і можливість доведення, спираючись на обмежені матеріали спостережень, до розрахункового вигляду. Перші побудовання ґрунтувались на суто емпіричних залежностях максимальних модулів стоку q_m від розміру водозборів F та мали наступний вигляд [1]

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (1)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу, який за умови, що $F \rightarrow 0$, є верхнім граничним значенням для всіх q_m річок того чи іншого регіону;

n_1 - показник редукції максимального модуля стоку при зростанні площі водозборів F , який залежить від генетичного типу паводків або водопіль.

Необхідно зауважити, що не лише в минулому, а навіть у сучасній гідрологічній літературі, параметр q'_m формули (1) помилково ототожнюється з інтенсивністю водовіддачі, тоді як фактично йдеться про модуль схилового припливу. Щоб зрозуміти різницю між ними, досить записати редукційні гідрографи водовіддачі й схилового припливу у вигляді:

- для водовіддачі

$$A_t = A_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_e} \right)^{m_1} \right]; \quad (2)$$

- для схилового припливу

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (3)$$

де A_t - інтенсивність водовіддачі в момент часу t ;

A_m - максимальна інтенсивність водовіддачі;

T_0 - тривалість схилового припливу, причому

$$T_0 = T_e + t_{cx}; \quad (4)$$

T_e - тривалість водовіддачі;

t_{cx} - тривалість схилового припливу.

Проінтегруємо (2) та (3) по T_e і T_0 відповідно. Тоді

$$Y_{\epsilon} = A_m \frac{m_1}{m_1 + 1} T_{\epsilon}, \quad (5)$$

а

$$Y_{np} = q'_m \frac{n}{n+1} T_0. \quad (6)$$

Враховуючи, що в період формування схилового стоку Y_{ϵ} (шар водовіддачі) мало чим відрізняється від Y_{np} (шар схилового припливу), (5) і (6) можна об'єднати та представити в редакції

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{m_1+1}{m_1} \cdot \frac{A_{\epsilon}}{1 + t_{cx}/T_{\epsilon}}, \quad (7)$$

де $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

$\frac{m_1+1}{m_1}$ - коефіцієнт часової нерівномірності водовіддачі.

Численні дослідження авторів статті свідчать про те, що взагалі має місце наступне співвідношення між коефіцієнтами часової нерівномірності

$$(m_1 + 1)/m_1 \geq (n + 1)/n, \quad (8)$$

тобто

$$\frac{n+1}{n} \frac{m_1+1}{m_1} \leq 1.0. \quad (9)$$

У такому випадку, очевидно, й редуційний коефіцієнт $\frac{n+1}{n} \frac{m_1+1}{m_1} \cdot \frac{A_{\epsilon}}{1 + t_{cx}/T_{\epsilon}}$ буде меншим за одиницю. З цього витікає, що

$$q'_m < A_{\epsilon}. \quad (10)$$

Згодом [2] з'ясувалося, що параметр A_{ϵ} у свою чергу залежить від шару стоку за водопілля та описується рівнянням

$$A_{\epsilon} = k'_0 Y_{\epsilon}. \quad (11)$$

Але більш теоретично обґрунтованою є залежність

$$q'_m = k_0 Y_{np}. \quad (12)$$

В (11) та (12) k'_0 і k_0 , відповідно, коефіцієнти трансформації водовіддачі й схилового припливу, причому теоретично

$$k'_0 = \frac{m_1+1}{m_1} \frac{1}{T_{\epsilon}}, \quad (13)$$

а

$$k_0 = \frac{m+1}{m} \frac{1}{T_0}. \quad (14)$$

З урахуванням (12)

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (15)$$

Сама структура (15) свого часу була використана при підготовці нормативного документа СН 435-72, а потім – й СНіП 2.01.14-83. Щоб відобразити особливості редуцції максимальних модулів стоку у межах невеликих водозборів, формула (15) була дещо модифікована, а саме,

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+b)^{n_1}}, \quad (16)$$

Включення до (15) добавки b фактично призвело до порушення фізичного змісту параметра $k_0 Y_m = q'_m$, оскільки, як видно з (16), при всіх значеннях b , окрім одиниці, $q_m/q'_m < 1.0$. Для врахування уповільнення редуцції в області невеликих водозборів та з метою збереження фізичної вимоги $(q_m/q'_m)_{F=0} = 1.0$ Є.Д.Гопченком [3] було запропоновано структуру (15) диференціювати по показнику степені n_1 . Зокрема,

а) при $F < F_0$

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n'_1}}; \quad (17)$$

б) при $F \geq F_0$

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_1}} F_0^{n_1 - n'_1}, \quad (18)$$

де n'_1 - показник редуцції максимального модуля в області $F \leq F_0$.

Але при аналізі структури й параметрів редуцційних формул постає більш принципове питання, яке стосується теоретичної моделі, покладеної в основу цих формул. Відомо, що більшість високих весняних водопіль і дощових паводків формуються по типу одномодальних гідрографів. Виходячи з таких постулатів, Д.Л.Соколовський [1] зробив спробу теоретично обґрунтувати редуцційну емпіричну формулу вигляду (1). Схиловий гідрограф було представлено у вигляді

$$q'_m = k'_\phi \frac{Y_m}{T_0}, \quad (19)$$

а русловий

$$q_m = k''_\phi \frac{Y_m}{T_0 + t_p}, \quad (20)$$

де $k'_\phi = k''_\phi$ - коефіцієнти часової нерівномірності схилового й руслового стоку;

t_p - тривалість руслового добігання повеневих або паводкових хвиль.

Поєднуючи (19) та (20), запишемо

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + t_p/T_0}. \quad (21)$$

З чисто формальних передумов, тобто шляхом формального порівняння (1) і (21), Д.Л.Соколовський приходять до висновку, що єдиною причиною редуцції максимальних модулів паводків чи водопіль при збільшенні розмірів водозборів є тривалість руслового добігання t_p , оскільки

$$\frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (22)$$

На жаль, тотожність (22) ним не перевірялась, а висновок про її існування по цей час майже не піддається сумніву. Правда, значно пізніше у роботі [3] вихідна модель Д.Л.Соколовського була піддана більш ретельному розгляду. З цією метою редуційний гідрограф схилового стоку брався у вигляді (3), а русловий – по аналогії з ним, тобто в редакції

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^{m_2} \right], \quad (23)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку;

T_n – тривалість водопілля чи паводка.

Інтегрування (3) та (23) по T_0 і T_n з наступним їх об'єднанням дало підставу отримати більш досконалу структуру [3] редуційного типу, аніж (21)

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (24)$$

де k_n і k_m – редуційні коефіцієнти, які, головним чином, ураховують ефекти русло-заплавного регулювання, причому

$$k_n = (T_0 + t_p) / T_n, \quad (25)$$

а

$$k_m = \frac{m_2 + 1}{m_2} \Big/ \frac{n + 1}{n}, \quad (26)$$

$\frac{m_2 + 1}{m_2}$ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Порівнюючи між собою (21) і (27), а також (1), очевидно, що

$$\frac{1}{(F + 1)^{n_1}} = \frac{k_n k_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}. \quad (27)$$

У роботах Є.Д.Гопченка [3, 4] піддаються сумнівам ще й питання, пов'язані з можливістю переходу від (24) до більш спрощених структур вигляду (1) та (15). Йдеться про те, що формула (15) може використовуватись лише у тих випадках, коли піддається територіальному осередненню тривалість схилового припливу T_0 . А структура (1) взагалі вимагає вельми жорстких умов, тобто осереднення по території, окрім T_0 , ще й шару стоку Y_m . Наведені ж умови, необхідні для спрощення (24) до рівнів (1) і (21), скоріше слід розглядати як виключення. Наступним і досить проблемним при вивченні структур (1) та (21) постає питання про внесок часу руслового добігання у загальну редуцію максимального модуля q_m .

Методика дослідження. Спочатку (1) та (21) доцільно привести до канонічного вигляду

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \quad (28)$$

i

$$q_m/q'_m = \frac{1}{1 + t_p/T_0} \quad (29)$$

З метою дослідження складової правої частини (29), стосовно її внеску у загальну редуцію q_m/q'_m , звернемося до одного з найбільш обґрунтованих варіантів розрахункових формул максимального стоку [5]

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (30)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \cdot Y_m / T_0; \quad (31)$$

ε_F - трансформаційна функція, обумовлена русло-заплавним регулюванням;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - трансформаційна функція розпластування, пов'язана, головним

чином, з тривалістю руслового стоку, і в залежності від співвідношення між t_p і T_0 набуває розрахункового вигляду:

- при $t_p/T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0; \quad (32)$$

- при $0 < t_p/T_0 < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (33)$$

- при $1.0 < t_p/T_0 < \infty$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \cdot \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (34)$$

- при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (35)$$

Умови (32) і (35) відповідають верхньому та нижньому граничним значенням функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$. В іншому діапазоні $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ визначається співвідношенням t_p/T_0 , а також часовою динамікою схилового припливу (за допомогою n) і формою водозборів (за допомогою m).

Науково-методична база досліджень внеску часу руслового добігання t_p у загальну редуцію максимального модуля стоку полягала у моделюванні правої частини (29) та функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ за різних співвідношень $\frac{t_p}{T_0}$ - від 0 до 4.0.

Використані матеріали. Математичне моделювання редуційних коефіцієнтів $1/\left(1+\frac{t_p}{T_0}\right)$, з одного боку, та $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, з іншого, може здійснюватись без використання якихось вихідних даних спостережень, оскільки (29) спирається лише на безрозмірний комплекс $\frac{t_p}{T_0}$, а (32) – (35) потребують ще й додаткової інформації по n та m . Степеневий показник m у рівнянні кривих ізохрон, відповідно до [6], брався на рівні: 2.0 (невеликі водозбори); 1.0 (середнього розміру водозбори); 0.5 (розгалужені річкові системи), а n - на рівнях: 1.0; 0.5; 0.25. Крім того, для перевірки деяких положень проблеми, що розглядається, були залучені характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець (з діапазоном водозбірних площ від 31 до 73200 км²).

Отримані результати та їх аналіз. Математичне моделювання складових загальної редуції здійснювалося по декількох варіантах:

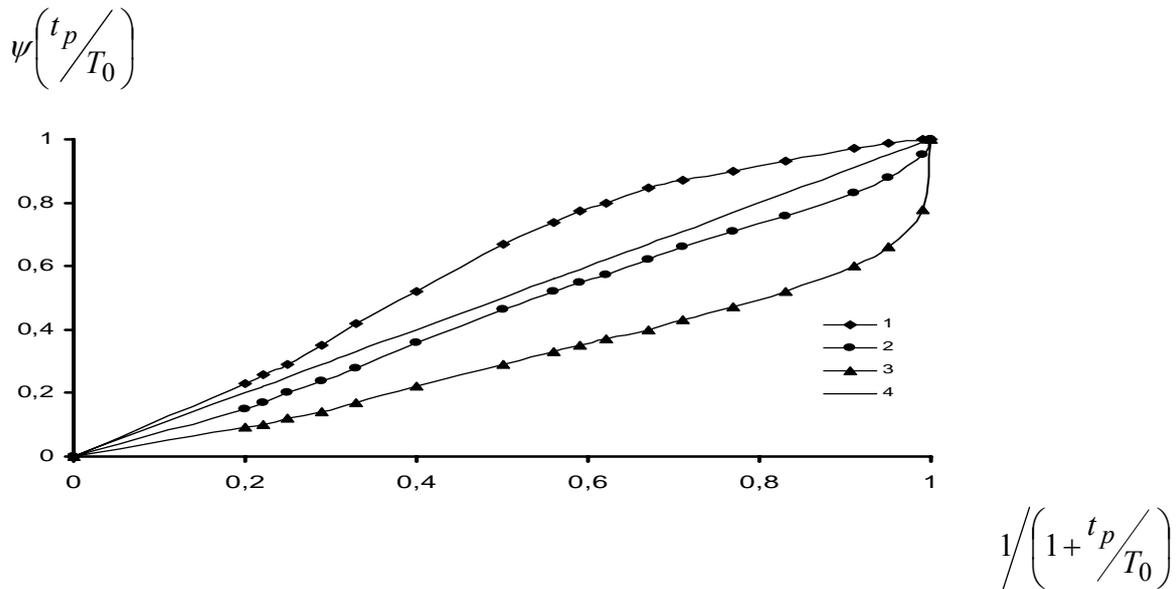
1. Функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ розраховувалась при співвідношеннях $\frac{t_p}{T_0}$ від 0 до 4.0 та при різних значеннях n (1.0; 0.5; 0.25). Показник степені у рівнянні кривих ізохрон брався постійним – на рівні 1.0.

2. Розрахунки функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ здійснювались при тому ж діапазоні $\frac{t_p}{T_0}$, але вже за різних значень m (2.0; 1.0; 0.5) та фіксованій на рівні одиниці величині n .

3. Функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ розраховувалась за матеріалами спостережень в басейні р. Сіверський Донець.

4. Редуційний коефіцієнт $1/\left(1+\frac{t_p}{T_0}\right)$, що є правою частиною (29), визначався по всіх варіантах за єдиною схемою, тобто в залежності лише від співвідношення $\frac{t_p}{T_0}$.

Результати моделювання $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і $1/\left(1+\frac{t_p}{T_0}\right)$ за першим варіантом наочно ілюструються рис.1. З нього видно, що при $n=1.0$ має місце суттєве завищення значень $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ у порівнянні з $1/\left(1+\frac{t_p}{T_0}\right)$, за виключенням граничних меж цих параметрів при $\frac{t_p}{T_0}=0$ і $t_p \gg T_0$, коли вони співпадають на рівні одиниці та нуля. Протилежні, але теж значні відхилення $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і $1/\left(1+\frac{t_p}{T_0}\right)$ від лінії рівних значень, спостерігаються в усій області й при $n=0.25$.



1 - $n=1.0$; 2 - $n=0.5$; 3 - $n=0.25$; 4 – лінія рівних значень

Рисунок 1 – Співвідношення між трансформаційними функціями

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \text{ і } \frac{1}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)} \text{ при } m=1.0 \text{ і різних } n.$$

Майже збіжні величини $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і $\frac{1}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)}$ мають місце при $n=0.5$. З рис.1 впливає дуже важливий висновок про суттєвий внесок у редукцію розпластування паводків і водопіль часової динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі. Але вона знаходить своє відображення лише у структурі $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і зовсім не враховується параметром $\frac{1}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)}$.

Результати моделювання трансформаційних функцій $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і $\frac{1}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)}$ за другим варіантом представлені на рис.2. Очевидно, що порівняно з першим варіантом, коли змінним був степеневий показник n , а m – залишався фіксованим, у цьому, навпаки, змінювався m , а n залишався фіксованим (на рівні одиниці). Рис.2 свідчить про те, що за всіх степеневих показників m і в усьому діапазоні $\frac{t_p}{T_0}$ ординати функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ мають більш високі величини, порівняно з $\frac{1}{\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)}$, окрім граничних значень, які відносяться до $\frac{t_p}{T_0}=0$ і $t_p \gg T_0$.

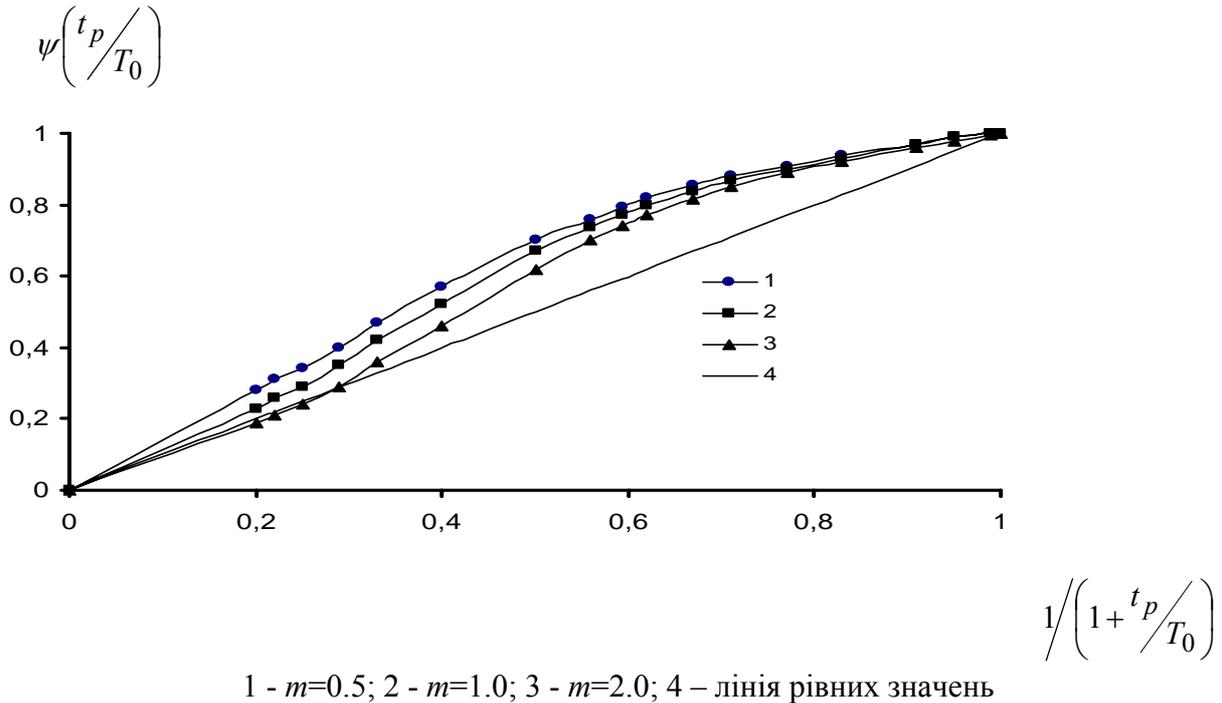


Рисунок 2 - Співвідношення між трансформаційними функціями

$$\psi\left(t_p/T_0\right) \text{ і } 1/\left(1+t_p/T_0\right) \text{ при } n=1.0 \text{ і різних } m .$$

Найбільші відхилення $\psi(t_p/T_0)$ від ліній рівних значень відносяться до $m=2.0$, тобто до невеликих водозборів. Безумовний інтерес представляє порівняння між собою редуційних коефіцієнтів $\psi(t_p/T_0)$ і ε_F , які входять складовими до (30) і враховують розпластування під впливом часу руслового добігання і русло-заплавного регулювання, оскільки

$$q_m/q'_m = \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F . \quad (36)$$

Математичне моделювання ε_F , виходячи безпосередньо з (36), слід вважати досить складним завданням, бо редуційні коефіцієнти руслової трансформації повеневих хвиль $\psi(t_p/T_0)$ і ε_F залежать від різних аргументів - t_p/T_0 та F . Тому подальші дослідження структури й параметрів редуційних формул проводились на матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р.Сіверський Донець. Перш за все, за допомогою рис.3 доводиться, що вплив на трансформацію водопіль русло-заплавного регулювання, майже в усьому діапазоні водозбірних площ, перевищує їх розпластування за рахунок тривалості руслового добігання.

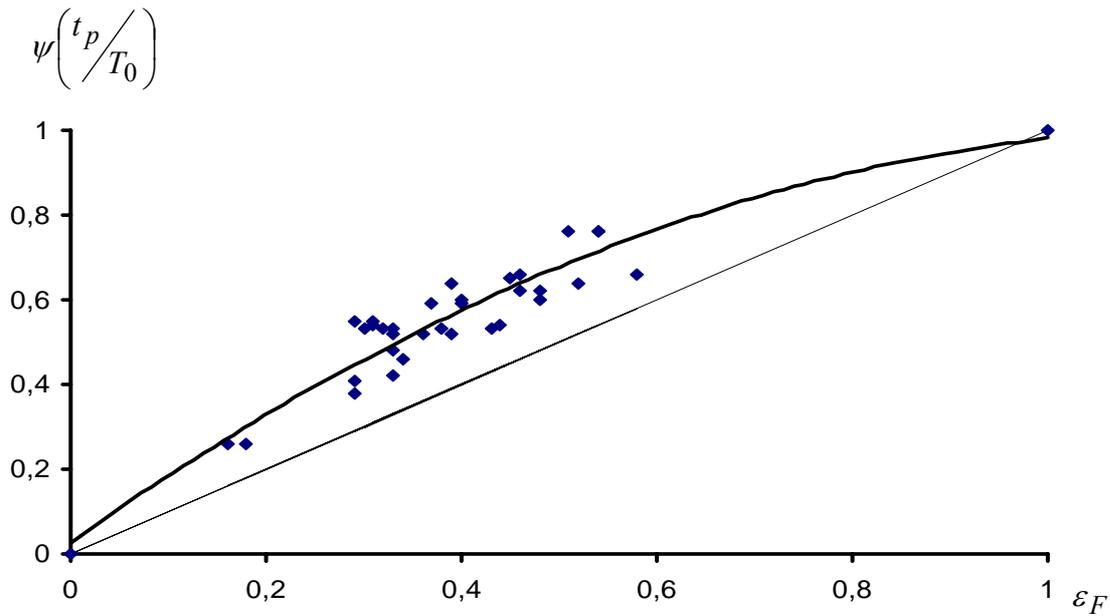
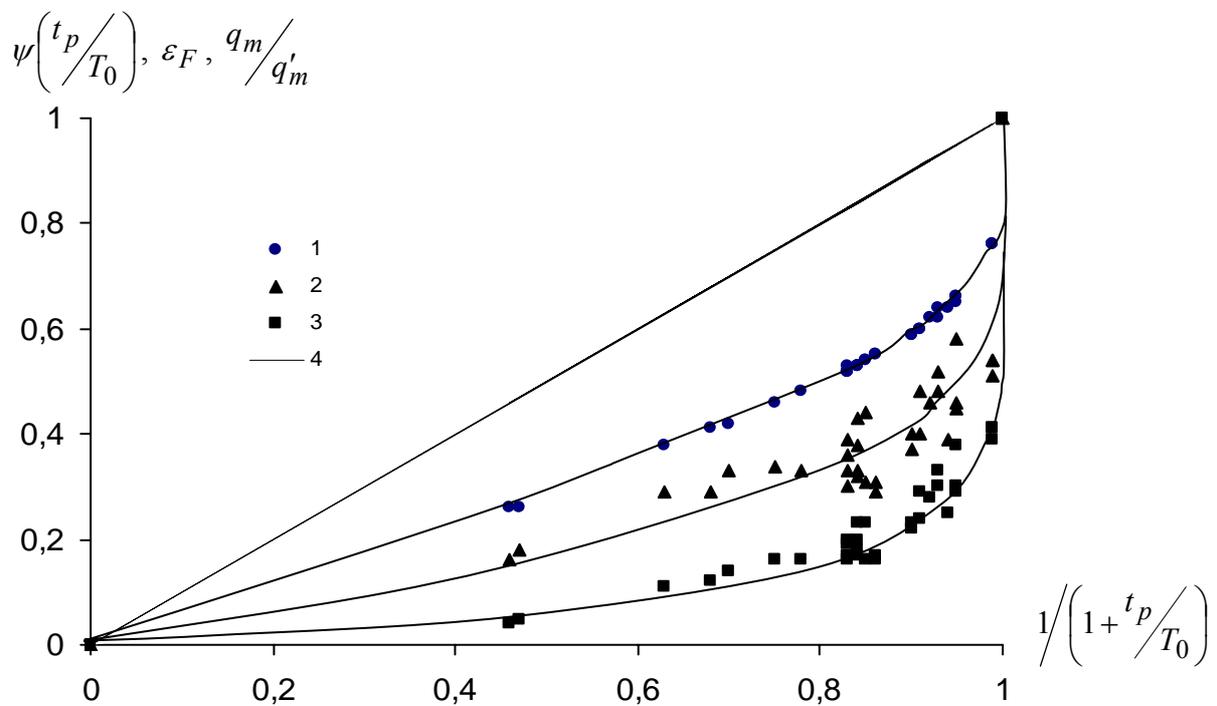


Рисунок 3 – Залежність між складовими загальної редукції максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець.

За допомогою рис.4 автори засвідчують, що від лінії рівних значень (по відношенню до абсциси) суттєво відрізняються не лише криві загальної редукції q_m/q'_m , але й її складові - $\psi(t_p/T_0)$ і ε_F .



1 - $\psi(t_p/T_0)$; 2 - ε_F ; 3 - q_m/q'_m ; 4 – лінія рівних значень
Рисунок 4 – Залежність між складовими загальної редукції.

Більш того, як видно з рис.4, в усьому діапазоні значень $1/\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$ редукція за рахунок русло-заплавного регулювання суттєво перевищує складову, обумовлену розпластуванням повенеких хвиль за рахунок часу руслового добігання.

Висновки. На основі виконаного дослідження можна зробити наступні висновки:

1. Теоретичні обґрунтування структури редукційних формул, здійснені Д.Л.Соколовським, не відповідають повною мірою природі формування максимального стоку на річкових водозборах. Зокрема, базова вихідна модель Д.Л.Соколовського ніяким чином не враховує особливості часової динаміки схилового припливу води до руслової мережі, а також форми водозборів.

2. Авторами доведено, що теоретична модель Д.Л.Соколовського взагалі відображає лише одну складову загальної редукції – регулювання водопільних хвиль, пов'язаних з тривалістю руслового добігання. Але більш-менш задовільна збіжність функцій $\psi(t_p/T_0)$ і $1/\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$ має місце при коефіцієнті часової нерівномірності схилового припливу, наближеною до 3.0.

При $\frac{n+1}{n} = 2$ в усьому діапазоні $\psi(t_p/T_0) > 1/\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$ і, навпаки, при $\frac{n+1}{n} = 5$ - значення $\psi(t_p/T_0)$ менші за $1/\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$.

3. Форма водозборів теж впливає на характеристики редукції максимального стоку, але в меншій степені, аніж форма гідрографів схилового припливу води до руслової мережі.

4. На матеріалах спостережень за максимальним стоком в басейні р. Сіверський Донець доведено, що внесок $1/\left(1 + \frac{t_p}{T_0}\right)$ у рази відрізняється не лише у порівнянні з загальною редукцією максимального модуля, але й відносно її складових - $\psi(t_p/T_0)$ та ε_F окремо.

5. Матеріали спостережень за максимальним стоком в басейні р. Сіверський Донець свідчать також про те, що більший внесок у загальну редукцію максимальних модулів весняного водопілля має не розпластування повенеких хвиль під впливом часу руслового добігання, а природні ефекти, пов'язані з процесами русло-заплавного регулювання.

6. Головний же висновок стосується наступних положень:

6.1. Емпіричні структури редукційних формул, як доведено, мають досить обмежені сфери їх використання – лише за умови осереднення по території тривалості схилового припливу, а в окремих випадках передбачається осереднення у просторі ще й шарів стоку весняного водопілля.

6.2. Виходячи з цих та інших міркувань, автори вважають подальше використання в Україні нормативного документа СНіП 2.01.14-83 не виправданим як у теоретичному, так і в прикладному відношеннях.

Список літератури

1. Соколовский Д.Л. Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС. – Л.: Гидрометеиздат, 1946. – 217с.
2. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 467с.
3. Гопченко Е.Д. О редукционных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175- С.85-93.
4. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Бурлуцкая М.Э., Хоанг Тхи Лан Ань. О структурных особенностях формул редукционного типа и области их применения // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2005. – Вып.49. – С.424-432.
5. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. Уніфікація розрахункових схем максимальних витрат води річок // Зб. „Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища-2002”. – Ч.1. – Одеса. – 2003. – С.6-12.
6. Гушля А.В. Влияние формы бассейна на величину максимальных расходов дождевых паводков // Метеорология, климатология и гидрология, 1972. – Вып.8.- С.155-158.

Исследование структуры и параметров редукционных формул.

Гопченко Е.Д., Бурлуцкая М.Е.

В статье рассматриваются теоретические аспекты использования в расчетной практике формул редукционного типа.

Ключевые слова: *редукционные формулы, склоновый сток, максимальный сток, математическое моделирование.*

Research of structure and parameters of reduction formulas.

Gopchenko E.D., Burlutskaya M.E.

The theoretical aspects of the use in estimate practice of formulas of reduction type are examined in the article.

Keywords: *reduction formulas, slope runoff, maximal runoff, mathematical design.*

УДК 551.466.3

Тучковенко Ю. С., д. г. н., Сахненко О. И., асп.

*Одесский государственный экологический университет***МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ВАРИАНТАХ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОЛНОЛОМА**

С целью улучшения качества вод прибрежной рекреационной зоны г. Одессы рассмотрены различные варианты реконструкции существующих волноломов. Приведены результаты численного моделирования параметров ветрового волнения на акватории одного из одесских пляжей при различной конфигурации берегозащитных сооружений.

Ключевые слова: *Одесский район, прибрежная зона, моделирование ветрового волнения, реконструкция волнолома.*

Введение. Проблема высокого уровня загрязнения морских вод в рекреационной зоне города Одессы возникает каждое лето и приводит к закрытию многих известных пляжей, что, помимо непосредственной угрозы здоровью людей, снижает приток отдыхающих и доходы от курортного бизнеса. Причиной данной ситуации является ограниченный водообмен «ковшей» пляжей с прилегающей частью моря, что обусловлено наличием сплошной стенки волнолома. В настоящее время обмен вод между «ковшами» и морем происходит лишь в пределах полуметрового приповерхностного слоя между верхней границей стенки подводного волнолома и поверхностью моря. В результате слабого разбавления чистыми морскими водами на акваториях «ковшей» происходит накопление загрязняющих веществ, поступающих с дренажными и ливневыми стоками, сбросами с прилегающих социально-бытовых объектов. Возобновить естественный водообмен пляжной зоны с морем может разрушение стенок волноломов, однако это возродит старую проблему – разрушение дренажной системы и береговой зоны в результате оползней.

В качестве наиболее перспективного решения данной проблемы предлагается сделать по несколько проломов до дна в стенке волнолома в пределах каждого пляжа. При этом реконструкция волнолома должна быть проведена таким образом, чтобы одновременно обеспечить и необходимое для поддержания требуемого качества вод водообновление в «ковшах», и защиту берега от ветровых волн, значимых с точки зрения разрушения берега.

Инженерное обоснование этого решения является очень сложной и комплексной задачей, в которой можно выделить три подзадачи:

- расчет трансформации параметров ветровых волн в прибрежной зоне моря с учетом влияния на их динамику инженерных сооружений;
- расчет ветро-волновых течений в прибрежной зоне моря (с учетом конфигурации инженерных сооружений) для оценки водообновления в «ковшах»;
- расчет влияния течений и ветровых волн на литодинамические процессы в прибрежной зоне моря.

Динамика вод и транспорт наносов в прибрежной зоне моря определяются тремя составляющими: энергетическими течениями, возникающими под действием трансформирующихся и разрушающихся волн, а также дрейфовыми и градиентными

ветровыми течениями. Поэтому для полноты описания гидродинамических процессов, обуславливающих водообмен в прибрежной зоне моря ограниченной волноломом, необходимо использовать два вида моделей: эволюции параметров ветрового волнения и ветро-волновой динамики вод на мелководье.

Цель предлагаемой работы заключается в изложении результатов решения первой из указанных выше подзадач – расчете трансформации ветровых волн в пределах прибрежного мелководья и береговой отмели одного из одесских пляжей при различных вариантах реконструкции волнолома.

Материалы и методы исследования. Для оценки параметров ветрового волнения в прибрежной зоне моря в зависимости от ветровых условий и батиметрии района, использовалась численная волновая модель SWAN (Simulating Waves Nearshore), разработанная в Delft University (Нидерланды) [1]. В этой модели, с достаточной для практических целей точностью, учитываются следующие эффекты, связанные с распространением волн:

- трансформация и рефракция волн, обусловленные пространственной неоднородностью глубин;
- рефракция волн, входящих в зону течения;
- прохождение волн через препятствия подсеточного масштаба, обусловленные ими блокировка и отражение.

В SWAN представлены следующие процессы генерирования и диссипации волн:

- генерирование ветром (ветровая накачка);
- диссипация, обусловленная опрокидыванием волн;
- диссипация, обусловленная вызванным глубиной обрушением волн;
- диссипация, обусловленная трением о дно;
- четырехволновые и трехволновые взаимодействия.

На основе интегрирования по вертикали уравнения баланса количества движения в SWAN вычисляется волновой нагон. В модели также предусмотрен учет влияния на распространение волн препятствий подсеточного масштаба, таких как подводный волнолом.

В SWAN волны описываются двумерным волновым спектром плотности действия $N(\sigma, \theta)$, где плотность действия равна спектральной плотности энергии, деленной на относительную частоту: $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma$. Здесь σ - относительная частота, θ - направление волн.

Развитие волнового спектра описывается уравнением спектрального баланса плотности действия, которое имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma}, \quad (1)$$

где S – выражение, описывающее процессы генерации, диссипации и нелинейных межволновых взаимодействий;

$c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta$ – скорости распространения плотности действия вдоль осей x, y, σ, θ соответственно.

Передача ветровой энергии волнам описывается в SWAN резонансным механизмом по Филипсу и механизмом обратной связи по Майлзу.

Интегрирование уравнения баланса действия осуществляется с помощью конечно-разностных схем по географическому и спектральному пространствам в предположении стационарности. Волновые компоненты в SWAN распространяются в географическом пространстве по схеме направленных разностей против потока. В

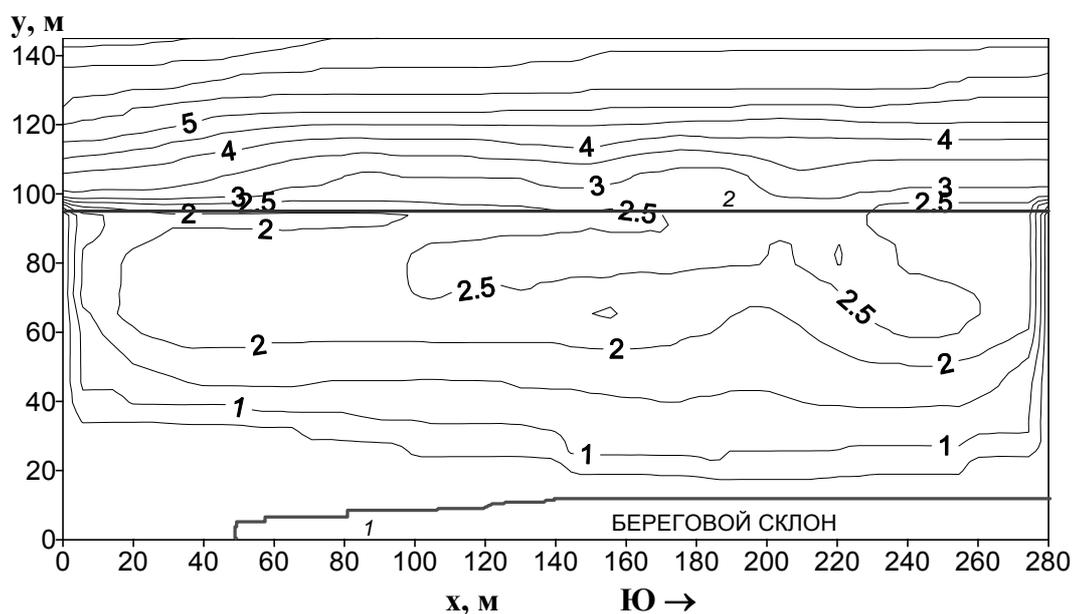
спектральном пространстве схема направленной назад разности дополнена центральной аппроксимацией.

Расчет трансформации ветровых волн выполнялся в пределах прибрежной акватории одного из одесских пляжей при различных вариантах реконструкции волнолома. Поле глубин акватории рассматриваемого пляжа (рис.1), размером 280×145 м, аппроксимировалось расчетной сеткой с шагом 5 м по осям x и y , направленным на юг и восток, соответственно.

Полагалось, что волнение генерируется ветром 14 м/с восточного и юго-восточного направлений. На открытой морской, т. е. восточной, границе расчетной области задавались средний период и высота значительной волны h_s . Средние характеристики волнения находились из эмпирических соотношений, связывающих их со скоростью ветра, длиной разгона и глубиной моря [2]. Высота значительной волны h_s определялась из соотношения, связывающего ее со средней высотой волны \bar{h} [3]

$$\bar{h} = 0.6 h_s. \quad (2)$$

Расчеты трансформации параметров волн производились для двух случаев: подхода волновых гребней по нормали к берегу под воздействием восточного ветра и под углом к берегу – при юго-восточном ветре. Заметим, что среди ветров нагонных направлений юго-восточный ветер имеет наибольший разгон и, следовательно, может генерировать волны наибольшей высоты. При восточном направлении ветра рост волн может ограничиваться разгоном 75 км.



1 - береговой склон; 2- линия волнолома

Рисунок 1 – Батиметрическая карта рассматриваемого типового одесского пляжа (изобаты в метрах).

Отметим, что по данным ГМС Одесса-порт повторяемость ветров скоростью свыше 10 м/с составляет 4.9 % [4].

При восточном ветре силой 14 м/с установившееся волнение на глубокой морской границе расчетной области характеризуется следующими значениями параметров: высота значительной волны – 1.8 м, средний волновой период – 4.7 с. При

юго-восточном ветре высота значительной волны увеличивается до 2.3 м, средний волновой период составляет 5.6 с. Рассчитанные характеристики ветрового волнения при заданных ветровых условиях согласуются с данным наблюдений над волнением, полученными на Геофизической обсерватории Одесского государственного экологического университета [5].

При моделировании, препятствие в виде волнолома описывалось как линия. Коэффициент трансмиссии, определяемый как отношение высот волн на подветренной и наветренной сторонах волнолома, рассчитывался как функция высоты волны и разницы между уровнем верхней границы волнолома и уровнем воды:

$$K_t = 0.5 \left[1 - \sin \left(\frac{\pi}{2\alpha} \left(\frac{F}{h_i} + \beta \right) \right) \right] \quad \text{при} \quad -\beta - \alpha < \frac{F}{h_i} < \alpha - \beta, \quad (3)$$

где $F = d - H$ - глубина верхней границы волнолома;
 h_i - высота волны на наветренной стороне препятствия;
 d - высота волнолома по отношению к дну;
 H - средняя глубина моря в месте расположения волнолома;
 α, β принимались равными 2.6 и 0.15 соответственно.

Анализ результатов.

Вариант 1. Моделировалась трансформация ветровых волн при реально существующей конфигурации берегозащитных сооружений.

Рассчитанные поля изменчивости высот ветровых волн на акватории «ковша» типового пляжа представлены на рис.2, 3.

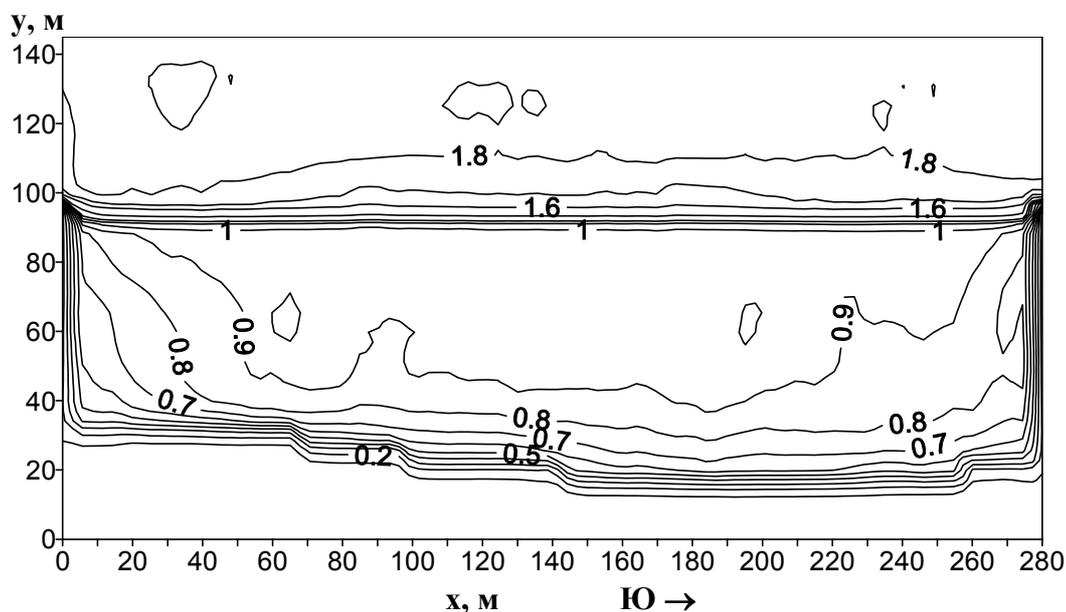


Рисунок 2 - Поле высот ветровых волн (в м) при подходе их по нормали к берегу (восточный ветер). Вариант 1.

Видно, что при прохождении волны через подводный волнолом, описываемый в модели как препятствие подсеточного масштаба, ее высота существенно уменьшается (с 1.65 до 0.95 м). При юго-восточном ветре высота волны после прохождения через

волнолом уменьшается в южной части акватории до 0.7 – 0.8 м, а на остальной части – до 1.0 м.

По мере дальнейшего продвижения волны по мелководью от волнолома до берега ее высота меняется несущественно, в отдельных районах увеличиваясь не более чем на 5 см, но в целом уменьшаясь.

Окончательное разрушение волны наблюдается в прибрежной 10-метровой зоне, о чем свидетельствует сгущение у береговой линии изолиний высот волн. Таким образом, можно выделить две зоны обрушения волн: первая - в непосредственной близости волнолома, и вторая – в узкой прибрежной полосе.

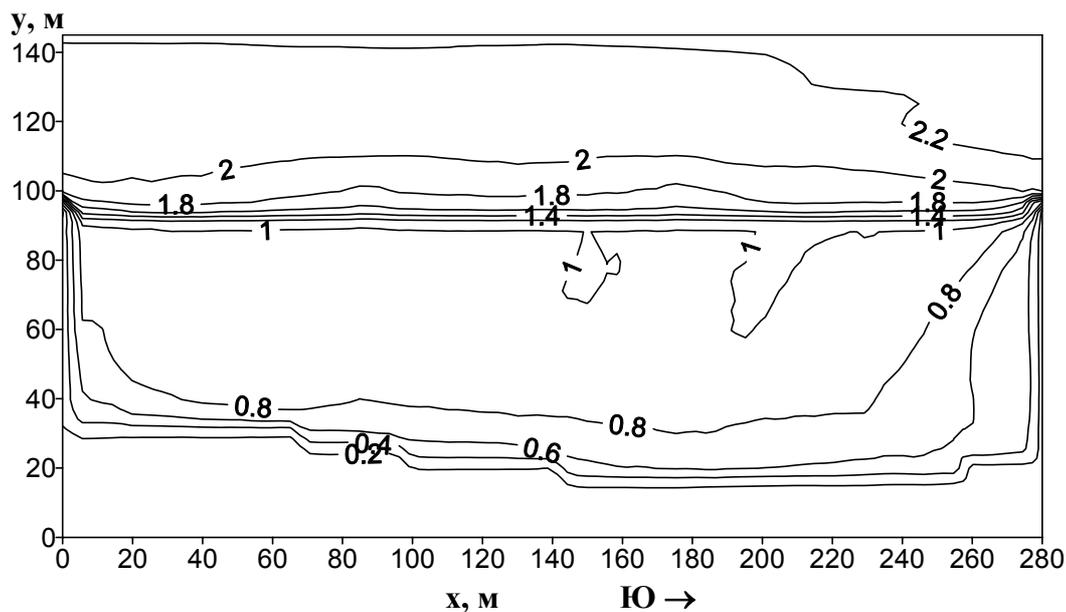


Рисунок 3 - Поле высот ветровых волн (в м) при подходе их под углом к берегу (юго-восточный ветер). Вариант 1.

Вариант 2. Рассчитывались параметры ветрового волнения в предположении полного отсутствия параллельного береговой линии волнолома.

На рис.4 представлено полученное по модельным расчетам поле высот волн, изначально распространявшихся по нормали к берегу. При отсутствии волнолома наблюдается плавное уменьшение высот волн, начиная с изобаты 3 м. Наиболее интенсивное разрушение волн отмечается в северной части акватории, поскольку это наиболее мелководный ее участок. Высота волн при подходе к берегу составляет 0.8 м. По мере подхода к береговой черте высота моделируемой волны уменьшается в среднем на 30 %, составляя 0.7 м.

При юго-восточном ветре в южной части акватории, защищенной перпендикулярным к берегу молотом, высота волны на 0.15 – 0.20 м, а в непосредственной близости препятствия – на 0.3 м меньше, чем при восточном ветре. Объясняется это тем, что при ветре указанного направления южная часть акватории попадает в зону «тени», создаваемую южным молотом по отношению к приходящим с моря волнам.

Период волны на рассматриваемой акватории меняется незначительно. По мере распространения волны от морской границы к берегу, период увеличивается с 4.7 до 5.0 с при восточном ветре и от 5.6 до 5.9 с - при юго-восточном ветре.

Длина волны уменьшается по мере приближения волнового гребня к берегу с 26.5 до 12.5 м при восточном ветре и с 33 до 13 - 14 м при юго-восточном ветре.

Как видно из рис. 4, по мере продвижения волны по прибрежному мелководью и береговой отмели происходит ее постепенное обрушение. Окончательное разрушение волны, как и в Варианте 1, происходит в прибрежной 10-метровой зоне. На участке акватории между линией волнолома и прибрежной 10-метровой прибойной полосой диссипация волновой энергии за счет обрушения и трения о дно происходит более интенсивно, чем в Варианте 1. Доля разрушившихся волн на этом участке в 2-5 раз больше, чем при наличии волнолома. Придонная орбитальная скорость волнового движения, определяющая потери волновой энергии за счет трения о дно, составляет 0.40-0.60 м/с, что на 0.10- 0.20 м/с больше соответствующих расчетных значений, полученных в Варианте 1. В результате, рассчитанные в варианте отсутствия волнолома высоты волн у берега превышают соответствующие значения Варианта 1 не более чем на 0.05 – 0.1 м.

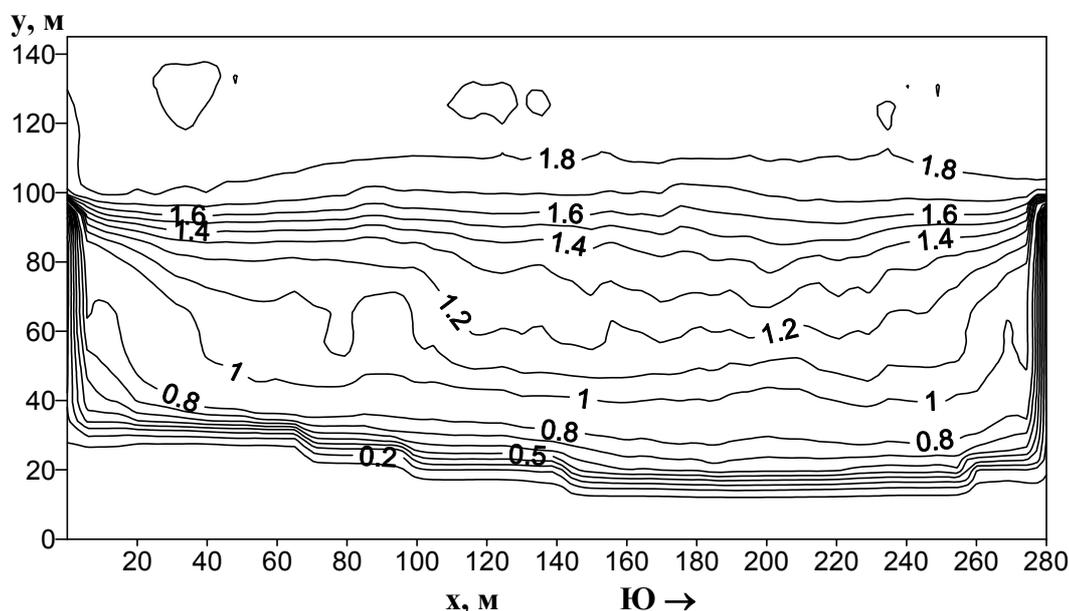


Рисунок 4 - Поле высот ветровых волн (в м) при восточном ветре. Вариант 2.

Тем не менее, дно участка прибрежной акватории, морская граница которого соответствует положению волнолома, при отсутствии последнего будет подвержено более сильной эрозии, чем при его наличии. Поскольку обрушение волн на этом участке в Варианте 2 происходит более интенсивно, то трансформация высот волн в направлении берега $\frac{\partial h_b}{\partial y}$ будет больше, а значит и придонные тангенциальные

напряжения, возникающие за счет компенсационного оттока воды в сторону моря и определяемые как $\frac{\tau}{\rho} = -pgH \frac{d\xi}{dy}$, где $\frac{d\xi}{dy} = -\frac{3}{16H} \frac{dh_b^2}{dy}$, также возрастут.

Здесь ξ - возмущение свободной поверхности воды;

H - локальная глубина, h_b - высота волны;

y - координата направленная по нормали к берегу;

p - коэффициент, зависящий от крутизны волны, уклона берега и шероховатости дна [6].

При отсутствии волнолома как искусственной преграды, в результате роста тангенциальных напряжений у дна и придонных орбитальных скоростей волнового движения (рис.5), следует ожидать увеличение интенсивности взмучивания донных отложений, концентрации взвешенных наносов в водной колонке и интенсификации выноса донного материала компенсационным течением в сторону моря.

Таким образом, разрушение волнолома может возродить старую проблему – разрушение береговой зоны в результате оползней. При реально существующей конфигурации защитных сооружений волна существенно гасится, однако, как указывалось выше, наличие сплошной стенки волнолома препятствует естественному водообмену акватории пляжа с открытым морем. Естественно предположить, что оптимальный путь решения этой проблемы находится где-то посередине между двумя указанными крайними позициями. Учесть позитивные факторы каждой из них можно с помощью реализации следующего варианта реконструкции защитных сооружений.

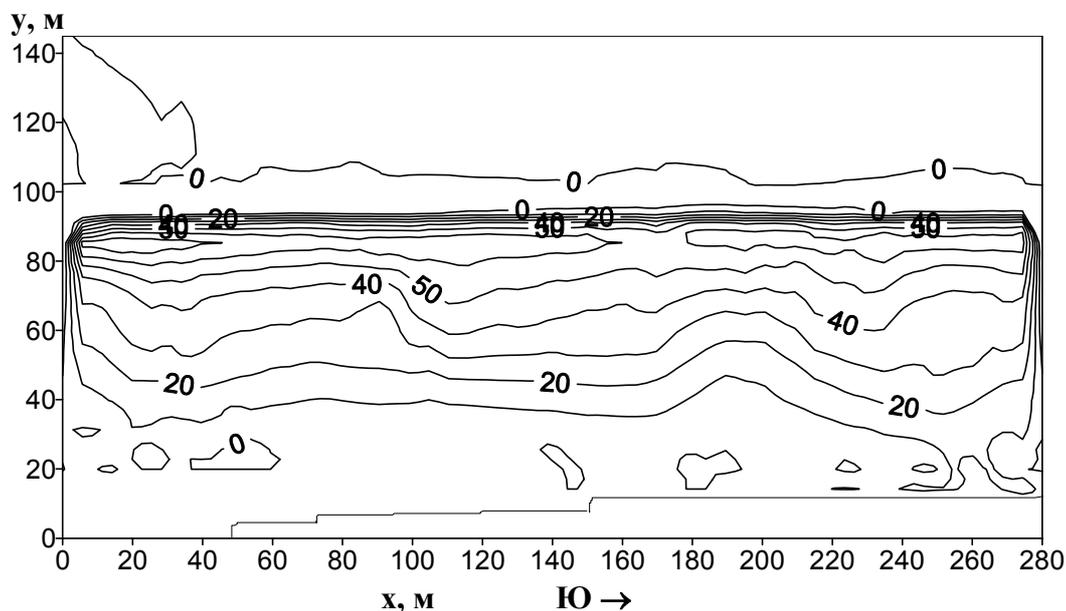


Рисунок 5 – Относительная разность (в %) между значениями придонных орбитальных волновых скоростей, рассчитанных для Вариантов 1 (u_{w1}) и 2 (u_{w2}) с использованием формулы: $\beta = (u_{w2}/u_{w1} - 1) * 100\%$.

Вариант 3. Предположим, что из стенки волнолома удалены два сегмента по 30м длиной каждый. Защитные сооружения представлены тремя прямолинейными сегментами волнолома. Как и следовало ожидать, при нормальном к берегу подходе волновых гребней поле волнения на участках акватории не защищенных волноломом схоже с рассчитанным при полном отсутствии волнолома (рис.6).

Как напротив северного, так и напротив южного отверстий располагаются области, вытянутые от линии волнолома в сторону берега примерно на 40 м и имеющие вдольбереговую протяженность около 20 м, где высота волны только на 0.05 м меньше, чем при полном отсутствии волнолома. Орбитальная скорость волнового движения у дна на этих участках превышает значения, полученные при наличии волнолома на 0.10-0.25 м/с и составляет 0.5 - 0.6 м/с напротив северного отверстия, 0.55 - 0.65 м/с - напротив южного. Наличие отверстий сказывается и на участках акватории,

защищенных от воздействия волн. В районах, граничащих с открытыми участками акватории, высота волны \approx на 0.1 м больше рассчитанной в Варианте 1. При восточном ветре – это прилегающие к отверстиям 5-метровые области, а при юго-восточном ветре эти области вытянуты в направлении действия ветра на 10-15 м. Таким образом, можно предположить, что, по сравнению с Вариантом 1, на открытых волнению участках акватории, имеющих размер 35×45 м, дно будет подвергаться дополнительной эрозии.

Увеличение придонной орбитальной скорости волнового движения на 10-50 % приведет к более интенсивному взмучиванию донных отложений на этих участках и повышению концентрации взвеси в водной толще, в результате чего интенсифицируется транспорт наносов.

Интенсификация процессов обрушения волн и увеличение потерь волновой энергии за счет придонного трения, как и в Варианте 2, приведут к увеличению величины диссипации волновой энергии в единице объема по сравнению с Вариантом 1. Следовательно, и транспорт наносов в сторону моря на указанных участках акватории, определяемый через разность действительного и равновесного для данного берегового профиля значения диссипации волновой энергии, также возрастет [7].

Для заданной точки прибойной зоны действительная диссипация волновой энергии увеличивается с уменьшением глубины и увеличением высоты волны. Поэтому некоторому дополнительному размыву будут подвержены и открытые волнению участки береговой линии, поскольку здесь высота подошедшей к берегу волны на 0.05-0.1 м больше, чем в случае сплошной стенки волнолома.

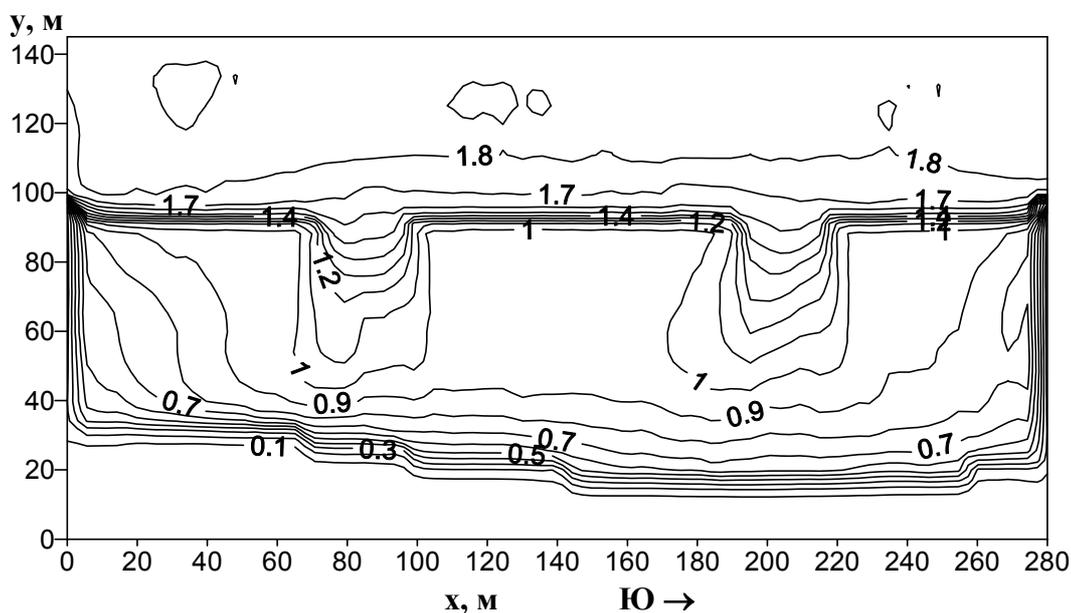


Рисунок 6 - Поле высот ветровых волн (в м) при подходе их по нормали к берегу и наличии 2-х отверстий в волноломе шириной 30 м каждый. Вариант 3.

В то время как в Варианте 1 волнолом, представляя собой искусственную преграду, способствует аккумуляции наносов непосредственно под его стенкой, о чем свидетельствует прилегающая к нему полоса минимума в поле придонной орбитальной скорости волнового движения, то в рассматриваемом варианте песок может беспрепятственно выноситься течениями за пределы пляжа. Со временем это может

привести к размыву дна и увеличению глубин открытых участков акватории, что, в свою очередь, повлечет сужение прибойной зоны и концентрацию высвобождающейся волновой энергии непосредственно у берега. В результате на участках бермы, расположенных напротив отверстий в волноломе, будет происходить более интенсивная диссипация волновой энергии и часть берегового склона будет подвержена дополнительному разрушению.

На остальных участках акватории, где стенка волнолома сохранена, поле волнения схоже с полученным в Варианте 1.

При уменьшении ширины отверстий до 10 м поле высот волн (рис.7) на всей акватории не существенно отличается от рассчитанного при наличии сплошной стенки волнолома (рис.2), за исключением небольших участков непосредственно у отверстий в волноломе.

Участки, на которых диссипация волновой энергии в единичном объеме жидкости превышает значения, рассчитанные в Варианте 1, имеют размер не более 10×10 м. Орбитальная скорость волнового движения у дна составляет 0.45-0.55 м/с и превышает соответствующие значения Варианта 1 не более чем на 10-15 %. Таким образом, можно предположить, что проломы такого размера не существенно повлияют на транспорт донного материала и не повлекут интенсификацию процессов разрушения береговой линии и эрозию дна прибрежной акватории.

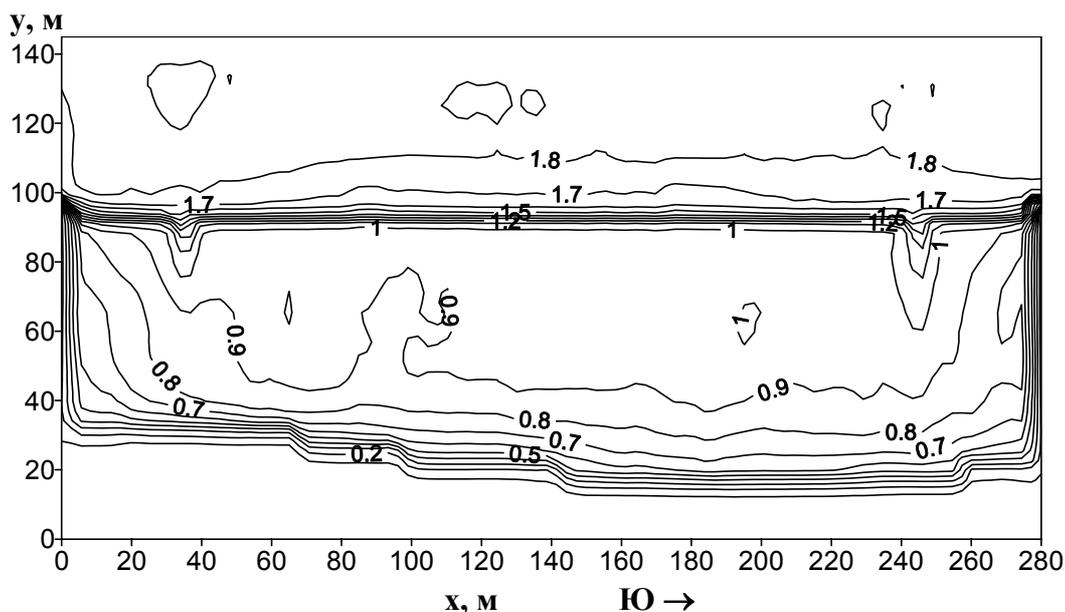


Рисунок 7 – Поле высот ветровых волн (в м) при подходе их по нормали к берегу и наличии 2-х отверстий в волноломе шириной 10 м каждое. Вариант 3.

Вариант 4. Предположим, что две удаленные из волнолома части, каждая шириной 10 м, вынесены в сторону моря на 10 м напротив образовавшихся отверстий. То есть препятствие представлено в виде частей волнолома, расположенных в «шахматном» порядке. Модельные расчеты показали, что при такой конфигурации защитных сооружений волна, подходящая как по нормали, так и под углом к берегу, гасится так же хорошо, как и при наличии сплошной стенки волнолома. Непосредственно после прохождения вынесенных в сторону моря участков волнолома наблюдается уменьшение высоты волны почти на 40 %. Орбитальные скорости волнового движения у дна не превышают соответствующих значений Варианта 1.

При увеличении ширины отверстий до 30 м, непосредственно за волноломом образуются вытянутые в направлении действия ветра области размером 25×30 м (рис.8), в пределах которых высота волны превышает соответствующие значения для случая сплошной стенки на 5-10 %. Однако уже в 30 - 40 м от берега различия в полях волнения рассчитанных в Вариантах 4 и 1 становятся не существенными.

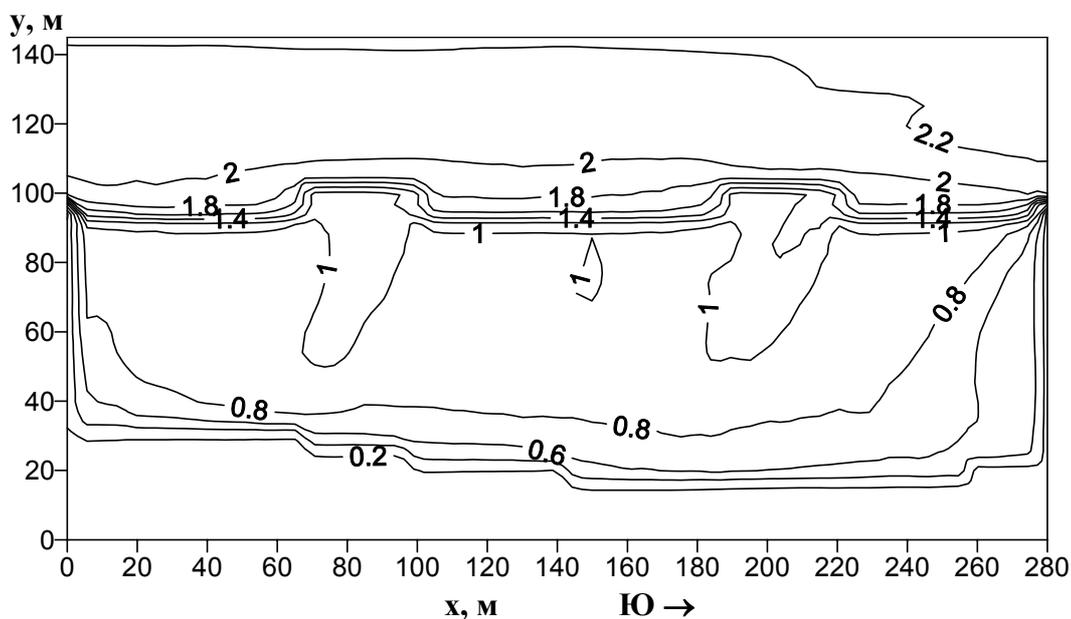


Рисунок 8 - Поле высот ветровых волн (в м) при подходе их под углом к берегу. Вариант 4.

Выводы. При существующей конфигурации берегозащитных сооружений можно выделить два основных участка обрушения волн – волнолом и узкая береговая отмель. В то время как волнолом обеспечивает значительную диссипацию волновой энергии сразу после его пересечения, полное или частичное разрушение стенки приведет к интенсификации диссипативных процессов по всей ширине прибойной зоны. Увеличение диссипации волновой энергии на открытых волнению участках акватории приведет к:

- 1) увеличению придонных орбитальных скоростей волнового движения на 10 - 50 %;
- 2) интенсивному взмучиванию донного материала и повышению концентрации взвеси в водной толще;
- 3) возрастанию скоростей компенсационного течения;
- 4) увеличению выноса донного материала за пределы «ковша» и дополнительному разрушению береговой линии.

Тем не менее, 10-метровые отверстия в волноломе не приведут к существенным изменениям поля ветрового волнения и процессов диссипации волновой энергии, а значит, практически не повлияют на транспорт донного материала.

При увеличении размера отверстий до 30 м часть дна акватории, а в дальнейшем и часть берегового склона, будут подвержены беспрепятственному воздействию ветровых волн. Тем не менее, при существующем уклоне дна обрушение волны по мере ее распространения происходит достаточно интенсивно, так что высота подошедшей к берегу волны превышает значения, рассчитанные при реально

существующей конфигурации защитных сооружений, не более чем на 0.05-0.1м.

В случае расположения препятствий в «шахматном» порядке волна гасится практически также хорошо, как и при наличии сплошной стенки волнолома. При этом поперечные отверстия могут обеспечить достаточный водообмен «ковша» пляжа с прилегающим районом моря по всей глубине акватории.

Оценить возможный вынос песка за пределы «ковша» пляжа и установить оптимальный размер отверстий в волноломе можно с помощью моделей динамики наносов и ветро-волновой циркуляции вод в прибрежной зоне моря.

Результаты выполненных расчетов можно отнести к любому пляжу г. Одессы с подобной конструкцией волнолома и батиметрией дна при тех же условиях волнообразования.

В дальнейшем будет произведен расчет течений с помощью модели ветро-волновой циркуляции вод и сделан вывод об оптимальном варианте реконструкции, обеспечивающем как достаточное для поддержания качества вод водообновление в «ковшах» пляжей, так и надежную защиту берега от волнового воздействия.

Список литературы

1. SWAN. User manual / Delft University of Technology. Department of Civil Engineering. – Cycle IV, Version 40.31, 2004. – 110 p.
2. *Океанографические таблицы*
3. *Абузаров З.К.* Морское волнение и его прогнозирование. – Гидрометеиздат, 1981. – 165 с.
4. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Гидрометеорологические условия.* – С.-П.: Гидрометеиздат, 1991. – Т. IV, Вып.1. – 560 с.
5. *Исследование* возможности использования гидрометрических постов на контрольно-калибровочном полигоне космической гидрофизики: Отчет о НИР (заключит.) / ОГМИ. – Одесса, 1980. – 123 с.
6. *Блатов А.С., Иванов В.А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря.- Киев: Наукова Думка, Морской гидрофизический ин-т НАН Украины, 1992.- 242 с.
7. *David L. Kriebel, Robert Dean* Numerical Simulation of time-dependent beach and dune erosion // Coastal Engineering.- № 9.- 1985.- P.221-245

Моделювання трансформації вітрових хвиль в прибережній зоні моря за різних варіантах реконструкції хвилелому. Тучковенко Ю. С., Сахненко О. І.

З метою поліпшення якості вод рекреаційної зони м. Одеси розглянуті різні варіанти реконструкції існуючих хвилеломів. Наведені результати чисельного моделювання параметрів вітрового хвилювання на акваторії одного з одеських пляжів при різній конфігурації берегозахисних споруд.

Ключові слова: *Одеський район, прибережна зона, моделювання вітрового хвилювання, реконструкція хвилелому.*

Modeling of the wind waves transformation on the beach zone under the different variants of the wavebreaker reconstruction. Y.S. Tuchkovenko, O.I. Sakhnenko

To improve the water quality in the Odessa's recreation beach zone the special variants of reconstruction of the present wavebreaker are proposed. The results of numerical simulation of the wave parameters on the Odessa's beach zone under the different configurations of the shielding constructions are presented.

Keywords : *Odessa's region, the beach zone, simulating of the wind waves, the wavebreaker reconstruction.*

В.Ф.Суховой, д.г.н., И.Г.Рубан, к.ф.-м.н.

Одесский государственный экологический университет

ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В РЕГИОНЕ МЕЖДУ АФРИКОЙ И АНТАРКТИДОЙ

Использовались данные наблюдений за температурой и соленостью воды для расчета геострофических течений и оценки переноса вод в районе между Африкой и континентальным склоном Антарктиды (10-30°в.д.). На основе расчетной сетки с одноградусным разрешением были получены осредненные схемы геострофических течений для лета южного полушария (январь-март) по данным наблюдений в течение нескольких лет. Эти схемы показывают, что не только отдельные вихри течения Агульяс могут проникать в Южную Атлантику, но существует постоянное узкое ответвление течения Агульяс, направленное на запад и вливающееся в Бенгельское течение. Средняя скорость этого ответвления 7-10 см/с, а расход 20 Св. Расход возвратного течения Агульяс около 50 Св. Общий перенос вод с запада на восток (Циркумполярное течение) составляет в среднем 170-175 Св.

Ключевые слова: течение, Циркумполярное, Агульяс, Бенгельское, противотечение, скорость, расход.

Вступление. Циркуляция вод южного полушария изучена гораздо меньше, чем северного полушария. Наиболее исследованными являются особенности течений южной части Атлантического океана и атлантического сектора Южного океана. В последние годы в этом регионе сотрудниками Морского гидрофизического института НАНУ выполнено много расчетов течений, исследована их сезонная изменчивость, особенности распределения температуры и солености, а также географическое положение гидрологических фронтов [1-3]. Течения юго-восточной части Тихого океана исследовались работниками кафедры океанологии Одесского государственного экологического университета [4,5], в настоящее время выполняются расчеты геострофических течений в регионе между Африканским континентом и Антарктидой. Хотя расстояние между упомянутыми континентами велико, вследствие чего здесь нельзя ожидать резкого увеличения скоростей Циркумполярного Антарктического течения, подобного тому, которое наблюдается в проливе Дрейка, вторжение с севера сильного течения Агульяс и слияние его с общим переносом вод с запада на восток усложняет характер циркуляции вод в этом регионе. Часть течения Агульяс поворачивает в обратную сторону, эта ветвь известна давно и получила название «возвратное течение Агульяс» [6,7], мористый край течения Агульяс при натекании на Циркумполярное течение также разворачивается и вместе с общим потоком следует на восток. В какой пропорции происходит разделение течения Агульяс пока неясно.

Представляет интерес также вопрос о том, какую роль играет Агульяс в формировании восточных пограничных течений в Атлантическом океане, т.е. прибрежной и мористой ветвей Бенгельского течения, направленных в сторону экватора. В самом начале исследований океанической циркуляции было мнение о том, что значительная часть течения Агульяс обходит южную оконечность Африки и в Атлантическом океане направляется на север вдоль берега. Однако позже В.А.Бурковым и В.Г.Нейманом [6], в результате обработки имевшихся тогда наблюдений, было показано, что непрерывного потока субтропической воды

Индийского океана в Атлантический не существует, только отдельные вихри, образующиеся в районе поворота течения на восток, могут перемещаться в Атлантику. В последнее время на основе спутниковых наблюдений снова высказывалось утверждение о том, что в отдельных случаях часть течения Агульяс огибает Африку, но все же многие исследователи придерживаются вывода, что между течениями Агульяс и Бенгельское существует только вихревой обмен.

В настоящей работе авторы попытались на основе глубоководных наблюдений, выполненных в разные годы, выяснить вопрос о том, в какой пропорции в среднем происходит разделение течения Агульяс между его возвратной ветвью и той ветвью, которая участвует в формировании северного края Циркумполярного (Южноиндоокеанского течения), а также о наличии (или отсутствии) ветви Агульяс, огибающей Африку и пополняющей Бенгельское течение.

Использованные материалы наблюдений. В работе использованы результаты измерений температуры и солености на глубоководных разрезах, направленных под разными углами к континентальному склону Южной Африки. Измерения выполнялись в разные годы иностранными судами и получены от Мирового центра данных «А» (Вашингтон). Расчеты геострофических скоростей позволяют оценить их величины и направление, а также расход воды на отдельных участках течений, но не дают возможности представить целостную картину циркуляции вод в регионе, расположенном на юг от Африки. Поэтому были привлечены прежние наблюдения, выполнявшиеся судами советской промысловой разведки в виде отдельных съемок, а также несколько десятков гидрологических станций, полученных в разные годы из ЮАР Мировым центром данных «Б» (Обнинск) и предоставленных ранее кафедре океанологии. Наблюдения, выполнявшиеся в разные годы разными судами, располагаются в пространстве случайно, поэтому для получения некоторой средней картины («нормы» сезона) данные температуры и солености усреднялись в пределах одноградусных квадратов (независимо от года измерений) для двух сезонов – зимы и лета южного полушария. К зиме отнесены месяцы июль, август, сентябрь, к лету – январь, февраль, март. При вычислении динамических высот для построения карт в качестве отсчетной взята поверхность 1000 дб в связи с тем, что промысловая разведка, как правило, не выполняла измерений глубже 1000 м. Вычисления на разрезах в разных случаях производились от разных отсчетных поверхностей в зависимости от глубины измерений. Сведения о положении наиболее характерных разрезов и результаты расчетов приведены в таблице.

Анализ полученных результатов. Ширина глубоководной части сплошного водного кольца южного полушария составляет в рассматриваемом регионе 32-33° по меридиану. Африканский континент заканчивается мысом Игольным около 35° ю.ш. Шельф в этом районе наиболее широкий: 200-250 км, континентальный склон крутой. Глубоководное ложе океана примерно посередине между Африкой и Антарктидой разделено планетарным срединно-океаническим хребтом, участок которого в этом регионе называется Африканско-Антарктическим хребтом. Высота хребта над дном прилегающих котловин 2000-2500 м, глубина океана над хребтом около 2500 м. Котловина, расположенная южнее хребта, имеет название Африканско-Атлантическая, а севернее – котловина Агульяс. Африканско-Антарктическая котловина простирается на юг до полярного круга. К побережью Антарктиды, которое здесь проходит примерно вдоль 70° ю.ш., прилегает глубокое море Рисер-Ларсена, антарктический шельф здесь очень узкий, значительные глубины начинаются почти от берега.

Таблица 1 - Количественные характеристики геострофических течений на меридиональных разрезах в регионе между Африкой и Антарктидой

№ раз-реза	Мери-диан	Протя-женность разреза	Отсчет. пов-сть, дб	Течение на восток				Течение на запад			
				Широтное положение	Глубина течения, м	Максим. скорость, см/с	Расход, Св	Широтное положение	Глубина течения, м	Максим. скорость, см/с	Расход, Св
1	30°в.д.	35-47°ю.ш.	2000	37-39°ю.ш. 41-42°ю.ш.	0-1200 0-1100	60 50	50 30	39-40.5° ю.ш.	0-1000	70	30
2	25°в.д.	35-42°ю.ш.	2000	36-38°ю.ш. 39-кон.раз.	0-2000 0-2000	50 20	51 26	35-36°ю.ш. 38-39°ю.ш.	0-1200 0-1200	100 50	68 28
3	21°в.д.	От склона до 42°ю.ш.	3000	38.5-42° ю.ш.	0-3000	5	25	От склона 38.5°ю.ш.	0-300	8	24
4	21°в.д.	43-68°ю.ш.	1500	43-59° ю.ш.	0-1500	20	105				
5	21°в.д.	42-68°ю.ш.	2000	42-59° ю.ш.	0-2000	15	122				
6	21°в.д.	42-67°ю.ш.	4000	42-59° ю.ш.	0-4000	25-30	149				

Северную часть котловины Агульяс с востока ограничивает плато Агульяс, которое лежит между 37 и 43° ю.ш., 25 и 28° в.д. Плато находится в районе сходимости течений Агульяс и Циркумполярного и, вероятно, играет некоторую роль в разветвлении и повороте течения Агульяс. На рисунке, представленном ниже, показана карта динамического рельефа свободной поверхности океана для зимнего (июль-сентябрь) сезона. На ней хорошо видны юго-восточный участок Бенгельского течения, конечный участок течения Агульяс, его натекание на западно-восточный дрейф и поворот, а также северный край Циркумполярного течения. Течение Агульяс пересекает меридиан 30° в.д. двумя ветвями, одна из которых представляет собой узкий поток, тесно прижатый к материковому склону, его скорость, рассчитанная по разности динамических высот, в верхнем слое достигает 70 см/с. Осреднение данных за разные годы в пределах одноградусных квадратов привело к сглаживанию динамического рельефа урванной поверхности, возможно, что в середине струи скорости достигают и даже превышают 100 см/с. Однако упоминавшиеся в [8] скорости, определенные по данным спутниковых наблюдений и составляющие 260 см/с, мало вероятны не только в качестве средней характеристики течения, но даже характеристики, присущей какому-либо конкретному более или менее длительному интервалу времени.

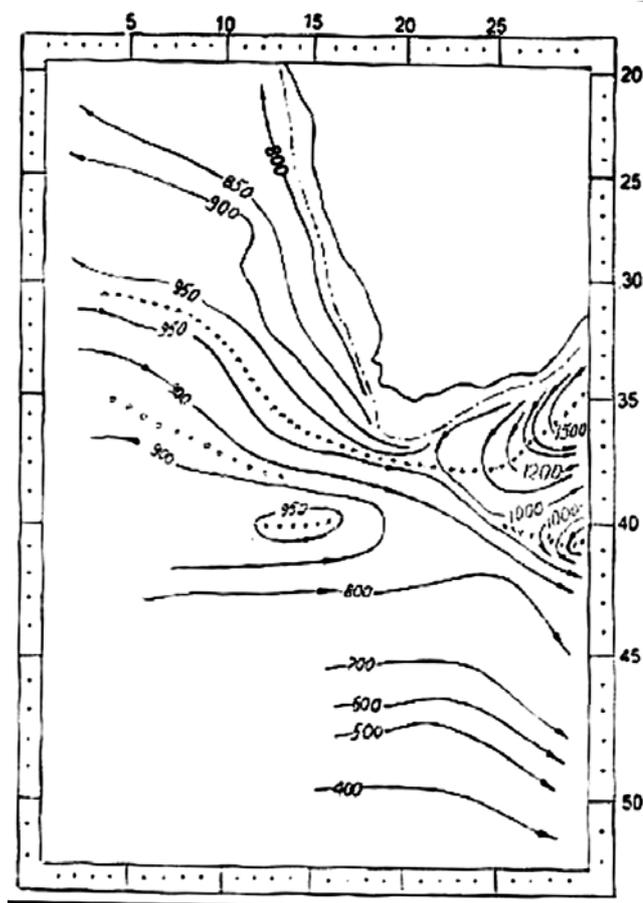


Рисунок 1 - Карта динамического рельефа свободной поверхности океана в районе, прилегающем к Африке.

В общем случае расход течения Агульяс, учитывая его глубину (не менее 1500 м) превышал бы весь расход Циркумполярного течения. Согласно распределению скоростей, вычисленных в настоящей работе, расход прибрежной ветви течения

Агульяс не более 50 Св в слое 0-1000 м. Не достигая 21° в.д. большая часть воды этой ветви поворачивает в обратном направлении и формирует возвратное течение. Согласно [6] возвратное течение вместе с прибрежной ветвью образует обширный сильно вытянутый антициклонический круговорот, существующий постоянно и подобный тем круговоротам, которые образуют Куроисио и противотечение Куроисио, Гольфстрим и возвратная («южная» по терминологии Г.И.Барышевской) ветвь Гольфстрима. Расход возвратного течения Агульяс около 35 Св, а скорость на поверхности 45 см/с.

Поворот прибрежной ветви Агульяс обусловлен резким расширением в этом районе шельфа на юг, в связи с чем струя также поворачивает к югу. Где на нее с запада натекает северный край Циркумполярного течения.

Южнее возвратного течения (на 39 - 40° ю.ш.) есть вторая ветвь Агульяс со скоростью на поверхности около 55 см/с, она также поворачивает на восток, соединяясь с северным краем Циркумполярного течения. На рисунке видно, что и сам северный край Циркумполярного течения под действием направленного под углом к нему течения Агульяс довольно резко отклоняется к югу и, хотя его генеральное направление с запада на восток в целом сохраняется, все же между 38 и 41° ю.ш. линии тока (изогипсы) поворачивают в обратную сторону, образуя широкую петлю с антициклоническим движением воды. В сущности это обширный антициклонический круговорот, вытянутый в широтном направлении. В связи с тем, что на карте представлен ограниченный район океана между Африкой и Антарктидой, на ней не видно, где именно замыкается этот круговорот на западе.

Существенной разности в схемах геострофических течений зимнего и летнего сезонов нет, некоторые различия в деталях схемы могут быть результатом недостаточного количества данных и погрешностей методики расчетов. Следовательно, в основных чертах описанные здесь особенности циркуляции вод в этом регионе являются постоянными (здесь не рассматриваются вихри, эпизодически образующиеся на границах отдельных струй). Эти особенности можно проследить и на разрезах, пересекающих течения вдоль разных меридианов. В приведенной таблице представлены сведения о положении разрезов, положении отдельных струй, наибольшие значения скоростей и расходов струй.

На меридиане 30° в.д. прибрежная ветвь течения Агульяс, идущая вдоль материкового склона, осталась севернее разреза, но южная ветвь (на 39-40.5° ю.ш.) и обе возвратные ветви (36-38° ю.ш. и 41-42° ю.ш.) на разрезе обнаруживаются достаточно четко, а на меридиане 25° в.д. хорошо выделяются обе ветви Агульяс (на запад) и обе возвратные ветви (на восток). Прибрежная ветвь Агульяс вдоль континентального склона (35-36° ю.ш.) является наиболее сильной с максимальными скоростями около 100 см/с и расходами 68 Св. Возвратная ветвь (36-38° ю.ш.) имеет максимальную скорость несколько более 50 см/с и расход 51 Св. Вторая ветвь Агульяс и вторая возвратная ветвь имеют меньшие скорости и расходы 28 и 26 Св соответственно. Таким образом на 25 меридиане восточной долготы разность между расходами Агульяс и его возвратных ветвей около 20 Св, только эта часть вод течения Агульяс пополняет Бенгельское течение в виде неширокой струи, огибающей оконечность банки Агульяс. Это подтверждается наличием на разрезе по 21° в.д. западного потока вод, расход которого между склоном и 38° ю.ш. составляет не более 24 Св.

Результаты расчетов скоростей во всех трех случаях показывают хорошо выраженный западно-восточный перенос до 59° ю.ш., однако скорости течения вдоль разреза неодинаковы. Сильное течение наблюдается между 46 и 48° ю.ш. со скоростью в верхнем слое 15-30 см/с. Вторая, более широкая струя, наблюдается южнее, между 50 и 53° ю.ш. Наибольшие значения скорости в ней составляют 10-15 см/с. Согласно

В.А.Буркову [7], выполнившего расчеты геострофической циркуляции Мирового океана при пятиградусном осреднении температуры и солёности, основной стрейжень западно-восточного переноса совпадает с антарктической конвергенцией или антарктическим фронтом, который ограничивает распространение на север холодных антарктических вод в верхнем слое океана. Однако единого мнения о физическом процессе, благодаря которому антарктическая конвергенция существует, и каким образом следует устанавливать или определять ее географическое положение, еще нет. Предлагались различные критерии определения ее места: наибольшие меридиональные градиенты температуры, изотермы 0° или 2°C . Гордон [9] предлагал определять антарктическую конвергенцию как зону, где заметно увеличивается глубина подповерхностного минимума температуры. Буйницкий [10] полагал, что наиболее объективно зона конвергенции на поверхности океана может быть установлена там, где линии тока на карте динамической топографии имеют наибольшую плотность. Разные критерии определения зоны конвергенции привели к тому, что и ее географическое положение у разных авторов оказалось неодинаковым. Так, у Буркова между Африкой и Антарктидой конвергенция проходит по 48° ю.ш., а у Грузинова [7,11] она оказывается на 55° ю.ш. Столь значительная разница в положении конвергенции очевидно связана с разным содержанием самого понятия термина. Если принять классическую схему, которая была предложена Свердрупом [12] и Виртки [13], то антарктическая конвергенция является результатом закономерности движения воды в дрейфовом слое, т.е. чисто дрейфового течения, полный поток которого направлен влево от направления ветра (т.е. в сторону экватора). Когда этот холодный верхний слой воды достигает широты, где находится более теплая субантарктическая вода, начинается опускание холодной воды, смешивание ее с более теплой, образование промежуточной субантарктической воды, которая распространяется дальше на север уже вследствие силы барического градиента. Погружение промежуточной воды происходит не по вертикали, а с одновременным перемещением в сторону экватора. Ниже ее залегает глубинная североатлантическая вода, а в самом нижнем слое донная антарктическая вода, которая является наиболее холодной и распространяется, как и промежуточная, в сторону экватора. Так, изотермическая поверхность 1°C вдоль меридиана 20° в.д. опускается из поверхностного слоя на $56-57^{\circ}$ ю.ш. на глубину 4000 м на $46-47^{\circ}$ ю.ш. Наклон изотермических поверхностей неодинаков в разных слоях океана, поэтому и градиенты температуры изменяются вдоль меридиана. Наклон изобарических поверхностей оказывается наиболее значительным в зонах погружения вод, следовательно, и горизонтальные градиенты в этих зонах максимальные, хотя и неодинаковые на разных глубинах. Наибольшие градиенты температуры воды наблюдаются в верхнем слое. В рассмотренных выше случаях они совпадают по широте с северной струей течения ($46-48^{\circ}$ ю.ш.) и составляют около 4° на 100 км. Этот верхний слой со значительными меридиональными градиентами температуры имеет толщину 500-600 м, ниже градиенты резко уменьшаются. Так, на глубине около 1000 м температура воды поперек всей этой зоны понижается в сторону Антарктиды не более, чем на $0.5^{\circ}\text{C}/100$ км.

На широте второй струи ($50-53^{\circ}$ ю.ш.), т.е. южнее зоны смешивания поверхностных полярной и субполярной вод и опускания образовавшейся водной массы в промежуточный слой, происходит подъем глубинной воды, увеличение наклона изотермических поверхностей 1 и 2°C , в связи с чем увеличивается и наклон изобарических поверхностей в обратную сторону, скорость течения повышается.

Таким образом, формирование обеих струй (или стрейжней) течения, которые разделены узкой полосой течения с пониженными скоростями, связано со сходимостью полярных и субполярных вод, распространением образовавшейся в результате

смешивания промежуточной водной массы к северу от зоны смешивания и подъемом глубинной воды в направлении на юг от зоны смешивания. На некоторых разрезах (кроме тех, что указаны в таблице) обе струи соединены, но все же в этой общей довольно широкой полосе повышенных скоростей Циркумполярного течения на «теплом» крае зоны сходимости с большими горизонтальными градиентами температуры воды в верхнем 500-600 метровом слое скорости наиболее значительные.

Возвращаясь к вопросу о географическом положении антарктической конвергенции или южного полярного фронта, кажется необходимым уточнить сами эти понятия. Нам представляется целесообразным употреблять термин «зона антарктической конвергенции» применительно ко всей полосе сходимости, смешивания, опускания смешанной воды. Поскольку погружение смешанной воды в промежуточный слой и подъем глубинной воды происходят не просто по вертикали, а с одновременным перемещением в меридиональном направлении, зона оказывается широкой, в рассматриваемом регионе ее крайние пределы 46-53° ю.ш. Термин же «южный полярный фронт» целесообразно относить к более узкой полосе сходимости полярной и субполярной вод верхнего слоя, обусловленной ветровым дрейфом и характерной наибольшими меридиональными градиентами, достигающими 4° на 100 км.

От 53 до 59° ю.ш. скорости Циркумполярного течения незначительные, а около 59-60° ю.ш. приближаются к нулю. Южнее обнаруживается обратный перенос со скоростями 1-2 см/с. По данным разрезов в районе 15-30° в.д. антарктическая дивергенция находится между 59 и 60° в.д. Сопоставление данными других авторов [6,7] показывает, что именно здесь она занимает самое северное положение в сплошном водном кольце, окружающем Антарктиду.

Расход всего Циркумполярного течения от континентального склона Африки до 59° ю.ш. при расчетах от 4000 дб поверхности составляет 174 Св (среднее значение из трех случаев), а расход течения с востока на запад от 59° ю.ш. до антарктического континентального склона около 32 Св. Последняя величина весьма приблизительная, так как скорости течения приближаются к величине возможных ошибок их определения. Значительная же величина расхода объясняется величиной поперечного сечения.

Выводы:

1. К южной оконечности Африки течение Агульяс подходит двумя ветвями, одна из которых представляет собой узкий поток, прижатый к континентальному склону, с максимальными скоростями около 100 см/с и расходом, составляющим 50 Св при отсчетной поверхности 1000 дб и 68 Св при отсчете от поверхности 2000 дб. Не достигая 21° в.д. большая часть воды этой ветви поворачивает в обратном направлении и формирует возвратное течение Агульяс со скоростью на 25 и 30° в.д. 50 см/с и расходом около 50 Св.
2. Мористее возвратного течения есть вторая ветвь Агульяс со скоростью на поверхности около 55 см/с, она поворачивает на восток, соединяясь с северным краем Циркумполярного течения, образуя его теплый край – Южноиндоокеанское течение с расходом 25-30 Св. Разность между расходом обеих ветвей Агульяс и его возвратных ветвей на 25 меридиане в.д. составляет в среднем около 20 Св. Только эта часть вод течения Агульяс пополняет Бенгельское течение, что подтверждается наличием неширокой струи, огибающей оконечность банки Агульяс. Расход этой струи на меридиане 21° в.д. составляет 24 Св.
3. Северный край Циркумполярного течения деформируется под действием направленного под углом к нему течения Агульяс. Между 38 и 41° ю.ш.

изогипсы (линии тока) не достигая 21° в.д. поворачивают в обратную сторону, образуя широкую петлю с антициклоническим движением воды. Внутри петли есть замкнутые изогипсы. Этот антициклонический круговорот сильно вытянут в широтном направлении, но его западная периферия в настоящей работе не определена.

4. В общем потоке Циркумполярного течения выделяются три стрежня. Самый северный из них соответствует субполярному фронту, разделяющему субтропические и субполярные воды. Этот стержень под действием течения Агульяс смещается к югу, на 23-25° в.д. он находится около 40° ю.ш., а на 30° в.д. между 41.5 и 42.5° ю.ш. Особенно значительные скорости в этом стержне наблюдаются в районе, где к нему присоединяется мористая ветвь течения Агульяс (28-30° в.д.), максимальные их значения достигают в верхнем слое 50-70 см/с. Два другие стрежня Циркумполярного течения проходят в зоне антарктической конвергенции и иногда сливаются в одну широкую струю. Максимальные значения скорости достигают 30 см/с и во всех случаях соответствуют наибольшим меридиональным градиентам температуры воды в верхнем 500-600 метровом слое.
5. Расход всего Циркумполярного течения между континентальным склоном Африки и его южной границей (около 59° ю.ш.) составляет 170-175 Св, а расход течения с востока на запад между 59-60° ю.ш. и континентальным склоном Антарктиды 30-35 Св.

Список литературы

1. Булгаков Н.П., Артамонов Ю.В., Ломакин П.Д., Белокопытов В.Н., Скрипалева Е.А. Циркуляция, температура, соленость, ледовые условия юго-западной части Атлантического океана и прилегающей акватории Антарктики (Атлас). – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, -2003, 91 с
2. Булгаков М.П., Ломакин П.Д., Артамонов Ю.В. Результати океанографічних досліджень в Антарктиці у 1995-2000 роках. Досвід та перспективи.- Севастополь: 2001.-66 с. (Препр.) НАН України: Морський гідрофіз.інститут
3. Артамонов Ю.В., Булгаков Н.П., Ломакин П.Д. Фронты атлантического сектора Южного океана.-Севастополь, 1999.- 68 с. . (Препр.) НАН України: Морський гідрофізичний інститут
4. Суховой В.Ф., Гонзалес М.Е., Монсон С.О. Геострофическая циркуляция в восточной пограничной зоне Тихого океана. – Морской гидрофизический журнал. – 2001, - №6, - с 21-31
5. Суховой В.Ф., Малюга Э.Е., Пятакова В.Ф. Особенности течений юго-восточной части Тихого океана, прилегающей к побережью Южной Америки. Сб. Наукотехнічна конференція наукових та науково-педагогічних працівників ОДЕКУ. Одеса-2005, с.75-77
6. Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана.-М.: Наука. -1977.-с.3-90.
7. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. – Л: Гидрометеиздат, 1980, 252 с
8. Grundlinch M.L. Drift of satellite-tracked buoys in the southern Agulhas Current and Agulhas Return Current//Deep-Sea Res. – 1978.-25.- p.1209-1224
9. Gordon A.L. Recent physical oceanographic studies of Antarctic waters// Reaserch in the Antarctic Publ.-1971,-93.- p.609-629

10. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Изд-во Ленинградского университета, 1973.-255с.
11. Грузинов В.М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана.-Л.: Гидрометеиздат, 1986, -272 с.
12. Sverdrup H.U. On vertical circulation in the ocean due to the action of wind with application to condition within Antarctic Circumpolar Current// Discovery Reaports.- 1934.V.3.-p.139-170
13. Wirtky K. Antarctic Circumpolar Current and Antarctic Front//Deit.Gydrogr. Zeit.- 1960,-Bb.13.-N4.-p.153-173

Особенности циркуляции вод в регионе между Африкой и Антарктидой.

Суховей В.Ф., Рубан И.Г.

Використовуються дані спостережень за температурою та солоністю для розрахунку геострофічних течій і оцінки переносу вод між Африкою і континентальним схилом Антарктиди (10-30°сх.д.). На основі розрахункової сітки з одноградусним розв'язанням були отримані схеми середніх геострофічних течій для літа південної півкулі (січень-березень) за даними спостережень за декілька років. Ці схеми показують, що не тільки окремі вихори течії Агульяс проходять в Південну Атлантику, а існує постійне вузьке прибережне відгалуження течії Агульяс, спрямоване на захід і вливає свої води до Бенгельської течії. Середня швидкість цього відгалуження 7-10 см/с, а витрата 20 Св. Витрата поверненої течії Агульяс біля 50 Св. Перенос вод із заходу на схід (Циркумполярна течія) складає у середньому 170-175 Св.

Ключові слова: течія, Циркумполярна, Агульяс, Бенгельська, протитечія, швидкість, витрата.

The circulation peculiarity in the region between Africa and Antarctic continent.

Suhovey V.F., Ruban I.G.

Observation data of temperature and salinity are used to calculate geostrophic current and to evaluate water transport between Africa and Antarctic continental slope, 15-30 E.L. Mean geostrophic current schemes are based on the use of calculation on a grid with the one-degree resolution for the south hemisphere summer (January-March) during several years. These shemes show additionally to episodic inputs of Agulhas eddies to South Atlantic the presence of the permanent westward narrow branch of Agulhas Current intruded into Benguela Current. Mean velocity in this branch is about 7-10 cm/s and average water transport is 20 Sv ($20 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Transport of Return Agulhas Current is about 50 Sv. Average general transport of water from west to east Circumpolar Current is 170-175 Sv.

Keywords: current, Circumpolar current, current Agulhas, Benguela current, countercurrent, speed, volume transport.

А.В. Сриберко, *м.н.с.*, **А.М. Буров**, *инж.* I категории
Отделение гидроакустики Морского гидрофизического института НАН Украины

О СВЯЗИ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Получены и проанализированы результаты статистической зависимости между приземным атмосферным давлением и температурой воды в зоне материкового склона западной части Черного моря на горизонтах 0, 5, 10, 15, 20, 25 метров. Показано, что приземное атмосферное давление существенно влияет на температуру морской воды на горизонтах 0 – 10 метров.

Ключевые слова: *атмосферное давление, температура воды, уравнение регрессии.*

Вступление. Морские гидрологические прогнозы базируются на научно разработанных методах, в основе которых лежат физические гипотезы, построенные на законах физики моря и атмосферы. Важными принципами прогнозирования является учет взаимодействия атмосферы и океана. Сущность этого взаимодействия сводится к тому, что метеорологические условия оказывают определенное влияние на некоторые явления, происходящие в океанах и морях, а состояние последних определенным образом воздействует на характер атмосферных процессов. Характер взаимодействия зависит от физико-географических условий и времени года. Многочисленные исследования показали, что атмосферные процессы являются определяющими факторами в развитии океанических процессов. Так, под влиянием тепловых и динамических процессов атмосферы формируются термический и ледовый режимы поверхностного слоя моря. Осадки и испарение приводят к изменению солености поверхностных слоев водной массы.

Динамические воздействия атмосферы наиболее ярко проявляются в дрейфовых течениях, волнении, колебаниях уровня и других явлениях. Определение степени влияния атмосферной циркуляции на гидрологический режим моря является исключительно сложной задачей. Этой проблеме посвящено большое количество исследований, имеющих самую разнообразную направленность [1]. Общая идея этих исследований сводится к изучению изменчивости во времени и в пространстве атмосферных процессов и установлению закономерностей изменения режима моря в зависимости от изменчивости барической обстановки.

С точки зрения морских гидрологических прогнозов, наибольшего внимания заслуживают вопросы установления связи между изменчивостью атмосферной циркуляции и основными характеристиками режима моря.

Однако предварительно следует рассмотреть существующие способы учета изменчивости атмосферной циркуляции, выраженной различными индексами, которые используются в морских прогнозах.

Широкое распространение в области морских, как и в области метеорологических, прогнозов получил метод аналитического представления распределения гидрометеорологических элементов в виде функций координат. Наиболее часто используется разложение исходных данных в ряды по алгебраическим многочленам, например по полиномам Чебышева или собственным функциям, предложенным Н. А. Багровым [2]. В морских прогнозах эти методы впервые использовали Н. А. Белинский, М. Г. Глаголева.

Материалы и методы исследований. В данной работе проводится анализ взаимосвязи приземного атмосферного давления и температуры воды по вертикали в зоне материкового склона западной части Черного моря.

Данные температуры воды по вертикали в зоне материкового склона западной части Черного моря анализировались в июне месяце в 1987, 1990 и 1991 годах на 12 станциях. Поля атмосферного давления выбирались заблаговременно (за 24 часа) относительно измерений температуры воды, которые задавались по 20 точкам через 5° по широте от 40° до 55° с.ш. и через 5° по долготе от 20° до 40° в.д. В узлах этой сетки были сняты показания приземного атмосферного давления.

Так как в нашем случае основным фактором влияния на изменение температуры воды является приземное атмосферное давление, то метод основан на разложении полей атмосферного давления в ряды по полиномам Чебышева.

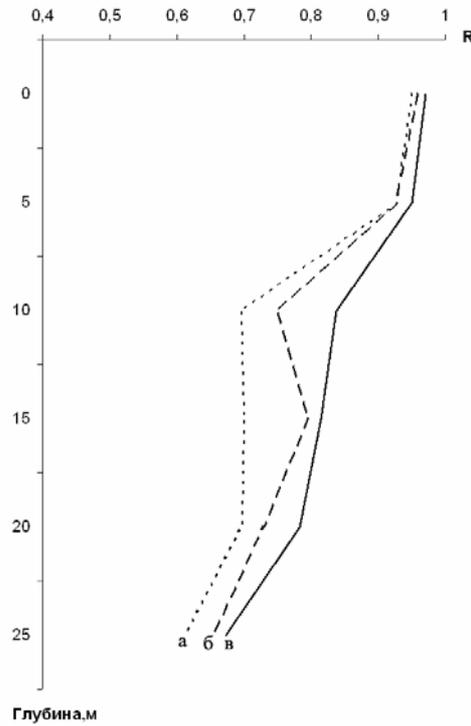
Результаты исследований и их анализ. Для нахождения зависимости между коэффициентами разложения ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$) и температурой воды по горизонтам (от 0м до 25м) были вычислены с помощью компьютерной программы «Statistica» множественные коэффициенты корреляции (R), представленные в табл. 1.

Таблица 1

Глубина	Коэффициент корреляции R				
	2 предиктора	3 предиктора	4 предиктора	5 предикторов	6 предикторов
0	0,95	0,95	0,96	0,97	0,97
5	0,93	0,93	0,93	0,93	0,95
10	0,70	0,71	0,75	0,75	0,84
15	0,70	0,80	0,80	0,81	0,81
20	0,70	0,71	0,73	0,76	0,78
25	0,61	0,61	0,65	0,67	0,67

Из таблицы видно, что с увеличением предикторов коэффициенты корреляции увеличиваются. В зависимости от поставленной задачи количество предикторов может быть различным. В нашем случае для более точной оценки связи между температурой воды моря по горизонтам и приземного атмосферного давления понадобилось 6 предикторов ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$).

Коэффициенты корреляции наглядно представлены на рис. 1, по которому можно наблюдать, что изменение R с глубиной при 6-и предикторах проходит более сглажено, чем при 2-х или 4-х предикторах. Это улучшение связи нам дает предиктор A_{30} .



а – 2 предиктора, б – 4 предиктора, в – 6 предикторов

Рисунок 1 - Изменение коэффициентов корреляции (R) с глубиной.

Исходя из этих статистических расчетов, построим уравнения линейной регрессии, по которым можно восстанавливать температуру моря по горизонтам на глубинах 0–25 м в зоне материкового склона западной части Черного моря на основе поля приземного атмосферного давления. Уравнения регрессии с 6-ю предикторами, построенные также при помощи компьютерной программы «Statistica», представлены в табл. 2.

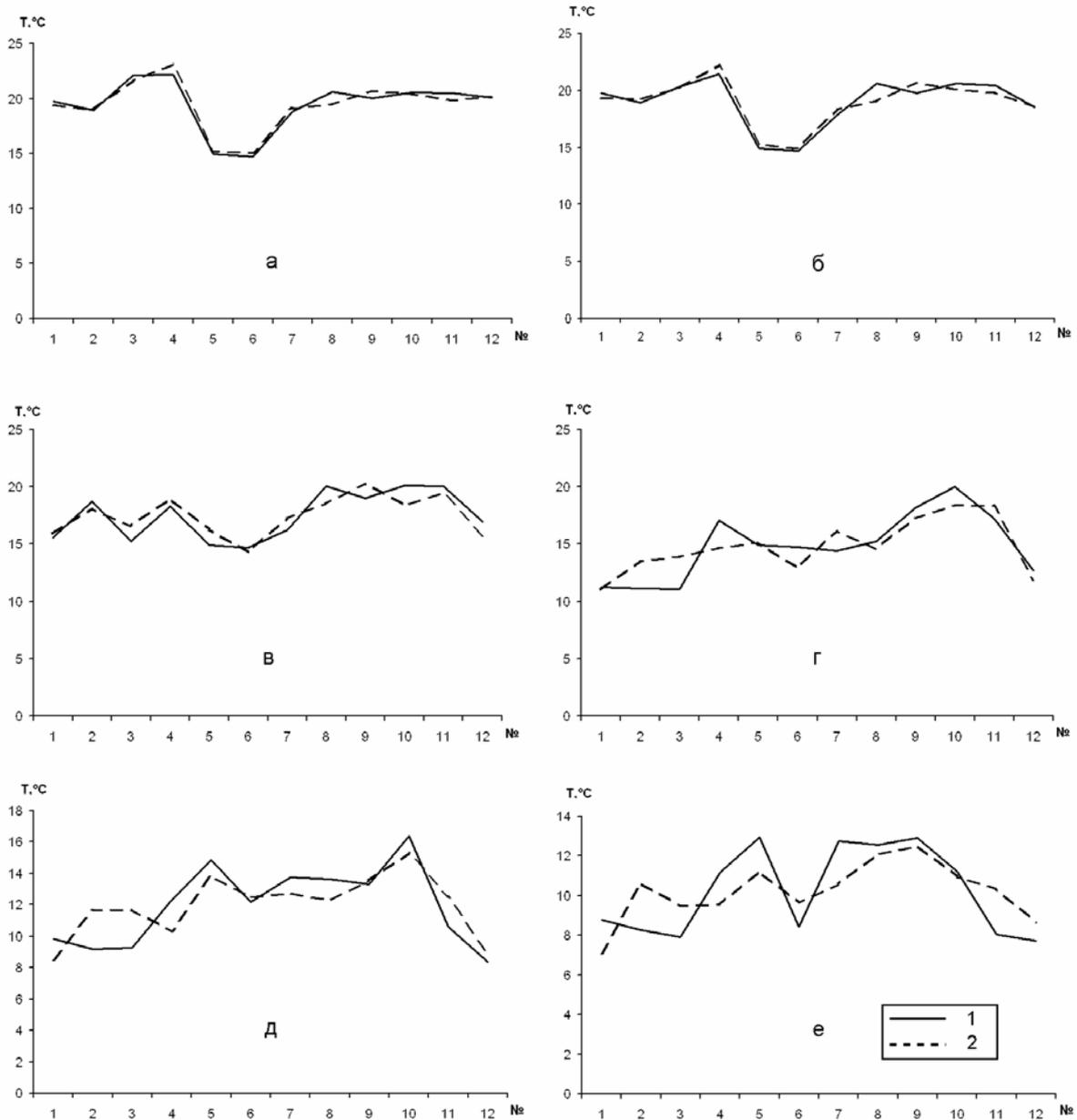
Таблица 2

Глубина	Уравнения регрессии
0	$y = 0,73A_{00} - 0,54A_{10} - 0,88A_{20} + 0,12A_{01} - 0,68A_{02} - 1,35A_{30} + 16,07$
5	$y = 0,63A_{00} - 0,87A_{10} - 0,29A_{20} + 0,31A_{01} - 0,29A_{02} - 3,45A_{30} + 15,76$
10	$y = -0,27A_{00} - 1,58A_{10} - 1,25A_{20} - 1,36A_{01} - 0,70A_{02} - 5,78A_{30} + 16,72$
15	$y = 0,17A_{00} - 1,56A_{10} - 2,80A_{20} + 0,29A_{01} + 0,69A_{02} - 1,80A_{30} + 13,18$
20	$y = 0,19A_{00} - 0,37A_{10} + 0,83A_{20} + 0,09A_{01} + 1,26A_{02} + 3,64A_{30} + 11,94$
25	$y = -0,60A_{00} - 0,77A_{10} + 0,08A_{20} + 1,22A_{01} - 0,67A_{02} - 0,49A_{30} + 11,78$

Для практического применения рекомендуется пользоваться уравнениями регрессии для глубин 0, 5 и 10 метров, т.к. ошибки этих уравнений, 0,35; 0,46 и 0,56 соответственно, не превышают допустимую ошибку 0,57 [1,3]. Рассчитано, что

обеспеченность прогнозов по этим уравнениям при допустимой ошибке $0,674\sigma$ (где σ – среднее квадратическое отклонение), составляет для глубин 0, 5 и 10 метров соответственно 92%, 92% и 83%.

На рис. 2 представлено изменение фактических и рассчитанных по уравнениям регрессии (табл. 2) кривых температуры воды по горизонтам.



а – 0 метров; б – 5 метров; в – 10 метров; г – 15 метров; д – 20 метров; е – 25 метров (1 – фактические значения, 2 – значения, рассчитанные по уравнениям регрессии)

Рисунок 2 – Изменение температуры воды по горизонтам.

Выводы. Таким образом, на основании приведенных расчетов и их анализа можно констатировать, что приземное атмосферное давление существенно влияет на температуру воды в зоне материкового склона в западной части Черного моря в слое 0–10 метров. Для более точной аппроксимации в уравнение регрессии рекомендуется

использовать 6 предикторов ($A_{00}, A_{10}, A_{01}, A_{20}, A_{02}, A_{30}$). По нашему мнению, которое совпадает с мнением авторов [1,3,4], для улучшения точности прогноза следует также анализировать еще одну метеорологическую величину, такую как поток тепла через поверхность моря (Q).

Список литературы

1. Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские гидрологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 310 с.
2. Багров Н.А. Аналитическое представление полей // Труды ЦИП, вып. 64/1958.– С.3–25.
3. Абузьяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
4. Глаголева М.Г., Скриптунова Л.И. Прогноз температуры воды в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 168 с.

**Про зв'язок атмосферного тиску та температури води в західній частині Чорного моря.
Сриберко А. В., Буров О. М.**

Отримано й проаналізовані результати статистичної залежності між приземним атмосферним тиском і температурою води в зоні материкового схилу західної частини Чорного моря на горизонтах 0, 5, 10, 15, 20, 25 метрів. Показано, що приземний атмосферний тиск суттєво впливає на температуру морської води на горизонтах 0 – 10 метрів.

Ключові слова: атмосферний тиск, температура води, рівняння регресії.

About the connection of the atmospheric pressure and temperatures of water in the western part of Black sea. Sribenko A.V., Burov A. M.

The results of statistical dependence between ground atmospheric pressure and temperature of water in zone of the continental slope of a west part of Black sea on horizons 0, 5, 10, 15, 20, 25 meters are received and analysed. It is shown, that ground atmospheric pressure essentially influences temperature of sea water on horizons 0 – 10 meters.

Keywords: atmospheric pressure, temperature of water, the equation of regress.