



Номер 6

2010

ISSN 0130-2914

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С.М. Степаненко

Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 6, 2010 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол № 5 від 03. 06. 2010 р.

Головний редактор С.М. Степаненко

Редакційна колегія: С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор); А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Шкільний, 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. Голченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Г.П. Івус, канд. географ. наук, проф., ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, УкрГідрометцентр; В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України; Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лосєва, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; П.Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України; В.І. Мещеряков, д-р техн. наук, проф., ОДЕКУ; З.А. Міщенко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадчий, канд. географ. наук, УкрНДІГМІ; О.Б. Полонський, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечнікова; С.І. Сніжка, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.М. Хохлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. -
Одеса: Вид. "ТЕС", 2010. - №6. - 250 с.

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

Для науковців та науково-педагогічних працівників, аспірантів та докторантів, а також фахівців, які працюють 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

- Холопцев А.В., Никифорова М.П.* Особенности факторов погрешностей моделирования межгодовых изменений среднемесячных значений общего содержания озона над Западной и Центральной Европой с учетом их нестационарности и многомодовости.....5
- Лесков Б.Н., Смородінцева Л.І.* Екологічні аспекти активних впливів на атмосферні процеси.....11
- Гавій В.М., Мирон І.В.* Деякі аспекти аграрного навантаження Чернігівської області та його впливу на екологічну стійкість ґрунтів проти деградації.....18

Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

- Степаненко С.Н., Волошин В.Г.* Профіли швидкості вітра в шарі проникної шерохватості.....24
- Шкільний Е.П., Бургаз А.А., Галич Е.А.* Статистична структура полів загального вмісту озона в атмосфері західного сектора південної півкулі.....35
- Гончарова Л.Д., Решетченко С.І.* Особливості статистичної структури полів атмосферного тиску у другій половині ХХ століття на території Лівобережної України.....54
- Глушков А.В., Амбросов С.В., Серга Э.Н., Свиначенко А.А., Буякова Ю.Я., Лукаш Т.В.* Глобальні механізми в атмосферних моделях і баланс кутового моменту Землі -- результати.....62
- Корбан В.Х., Корбан Д.В., Нагорневич Г.М., Дегтярева Л.Н.* Двухкомпонентная антенна еліптичної поляризації доплерівської МРЛ.....73
- Волошина Е.В., Курьшина В.Ю.* Просторово-часове розподілення суммарної сонячної радіації в південно-західних областях України.....84
- Прокоф'єв О.М.* Взаємний спектральний аналіз глобальних кліматичних індексів та приземної температури повітря станцій Антарктиди.....93
- Волошина О.В., Книш І.Ф.* Статистичні дослідження випадків дуже сильних дощів на території Західної України.....102
- Доценко С.А.* Сонячна активність і часова змінюваність клімату.....109
- Іванов С.В., Івус Г.П., Паламарчук Ю.О.* Численне моделювання конвективної комірки за холодним фронтом: потоки тепла і вологи.....120

<i>Пишняк Д.В., Ивус Г.П., Шниг В.М., Будаг И.В.</i> Расчет доступной потенциальной энергии на основе данных региональной модели атмосферы WRF-ARW.....	130
---	-----

Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ

<i>Божко Л.Ю., Ярмольська О.Є., Барсукоєа О.А.</i> Динамічна модель формування кількості та якості врожаю овочевих культур.....	138
<i>Наумов М.М.</i> Теоретический метод определения ростовых функций органов растений.....	148
<i>Костюкевич Т.К.</i> Влияние сроков сева на рост, развитие и формирование урожайности сахарной свеклы.....	156
<i>Вольвач О.В., Дронова О.О., Жигайло О.Л.</i> Динамічна модель водного режиму сільськогосподарських культур.....	164
<i>Сиряк Н.В.</i> Динамика фотосинтетической продуктивности культуры проса.....	172

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЯ

<i>Мельник С.В., Лобода Н.С.</i> Районирование бассейна верхнего Днестра по характеру колебаний годового стока на основе кластерного анализа.....	180
<i>Шакірзанова Ж.Р., Середіна І.П.</i> Довгостроковий прогноз характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець.....	190
<i>Лобода Н.С., Коробчинская А.А., Рудник А.А.</i> Изменение климата и его влияние на реки Украины.....	199
<i>Головатюк А.С., Соколов Ю.Н.</i> Определение модуля упругости естественной болотной растительности в природных условиях.....	205
<i>Шахман І.О., Лобода Н.С.</i> Обґрунтування стратегії водогосподарських заходів на території Нижнього Подніпров'я в умовах глобального потепління.....	210

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ

<i>Попов Ю.И., Матыгин А.С., Украинский В.В., Ломакин Е.П., Малахов И.В.</i> Особенности гидрологической структуры склоновых вод северо-западного шельфа Черного моря в сентябре 2008 года.....	217
<i>Илюшин В.Я.</i> Квадрантный анализ деформации морского дна.....	225
<i>Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В., Маслова В.Н.</i> Особенности гидрометеорологических полей Тихоокеанского региона в связи с событиями Эль-Ниньо.....	234
<i>Данова Т.Е., Галат Е.В.</i> Зависимость сплоченности морского льда Арктического бассейна от индекса Гольфстрим.....	242

УДК 551.582

А.В. Холопцев, к.ф.-м.н., **М.П. Никифорова**, асп.

Севастопольский национальный технический университет

ОСОБЕННОСТИ ФАКТОРОВ ПОГРЕШНОСТЕЙ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЖГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПОЙ С УЧЕТОМ ИХ НЕСТАЦИОНАРНОСТИ И МНОГОМОДОВОСТИ

В статье рассмотрены пространственные распределения погрешности, среднеквадратического отклонения и дисперсии моделирования состояния общего содержания озона (ОСО) над Европой как нестационарного многомодового процесса в период с 1979 г. по 2006 г. Исследован также вопрос о выборе оптимального размера квадрата осреднения исходных спутниковых данных по ОСО.

***Ключевые слова:** общее содержание озона, нестационарность, многомодовость, погрешности моделирования*

Введение. Межгодовые изменения среднемесячных значений общего содержания озона (ОСО) над различными регионами планеты существенно влияют на динамику поступающих в их экосистемы потоков ультрафиолетовой радиации. Поэтому совершенствование методов их прогнозирования является актуальной проблемой не только метеорологии, но и экологии.

Согласно современным представлениям о прогнозировании различных природных процессов [1-3, 8], их качество во многом определяется эффективностью применяемых математических моделей. Следовательно, одной из ключевых задач в области совершенствования прогнозирования межгодовых изменений ОСО над той или иной территорией, является анализ факторов влияющих на погрешности их моделирования.

Наибольший интерес решение данной проблемы представляет для густо населенных регионов планеты, к числу которых относится Центральная и Западная Европа. В некоторых пунктах данного региона непрерывный мониторинг ОСО был начат еще в первой половине XX века, но над всей его территорией он осуществляется лишь с января 1979 г.

Начиная с этого времени, наблюдения за распределением ОСО над Европой, начали осуществляться с помощью искусственного спутника Земли (ИСЗ) [4]. Вследствие особенностей применявшейся методики измерений, информация о состояниях ОСО над той или иной местностью, поступающая от ИСЗ, являлась пространственно осредненной.

Упомянутые данные об ОСО над Европой отображались на Интернет сайте WOUNDS [5] в графической форме. Они могли быть преобразованы в цифровую форму путем задания тех или иных угловых размеров территорий, в пределах которых осуществляется пространственное осреднение [6].

Анализ временных рядов, отображающих межгодовые изменения ОСО, осредненных в пределах различных частей территории Европы, показал, что статистическим свойствам этих процессов присуща существенная пространственная и сезонная изменчивость. Каждый из рассматриваемых процессов может быть отнесен к нестационарным и многомодовым, что предполагает возможность использования при его моделировании методики, изложенной в [7].

Как известно [7, 9], статистические свойства результатов пространственного осреднения различных природных процессов, параметрам которых присущи подобные свойства, существенно зависят от параметров применяемого алгоритма их осреднения. Поэтому упомянутые параметры значимо влияют на эффективность различных соотношений, используемых в качестве их математических моделей. Тем не менее, особенности влияния этих параметров на эффективность моделирования межгодовых изменений соответствующим образом осредненных ОСО над различными частями территории Западной и Центральной Европы ранее не исследовались.

Объектом данного исследования являются особенности межгодовых изменений ОСО, осредненных по частям территории рассматриваемого региона, характеризующимся различными угловыми размерами и географическим положением.

Предметом исследования являются закономерности влияния географического положения части территории Европы, в пределах которой осуществляется осреднение, ее угловых размеров, а также времени года на точность моделирования рассматриваемых процессов в период с 1979 по 2006 гг.

Выявление подобных закономерностей позволит определить параметры алгоритма пространственного осреднения спутниковых данных об ОСО над той или иной частью территории Западной и Центральной Европой, при использовании которых, точность математического моделирования его межгодовых изменений, с использованием модели [7], является максимальной.

Целью данной работы являлась оценка влияния географического положения некоторой части территории Западной и Центральной Европы, в пределах которой осуществляется осреднение, ее угловых размеров, а также времени года на точность моделирования межгодовых изменений соответствующих ей ОСО за период с 1979 по 2006 гг.

Методика исследования. Для достижения указанной цели сопоставлялись систематические погрешности, дисперсии и среднеквадратические отклонения результатов моделирования межгодовых изменений ОСО в том или ином месяце, осредненных в пределах различных областей рассматриваемого региона, характеризующихся некоторыми угловыми размерами.

Моделирование сопоставляемых процессов осуществлялось с использованием методики [7]. При этом, в качестве их математической модели использовалось соотношение:

$$X(t) = T \cdot x(t) + K(t) + n(t), \quad (1)$$

где $Tx(t)$ – линейный тренд изучаемого процесса;
 $n(t)$ – стационарный, гауссовый шум измерения, характеризуемый нулевым средним;
 $K(t)$ – коррелированная, нестационарная составляющая с нулевым средним

$$K(t) = \sum_{k=1}^N A_k(t) \sin[\omega_k(t) + \varphi_k], \quad (2)$$

где $A_k(t)$ – мгновенная амплитуда k -моды процесса ($k = 0, 1, 2, \text{ и т.д.}$)

$$A_k(t) = a_{k_0} (1 + a_{k_1} t + a_{k_2} t^2); \quad (3)$$

$w_k(t)$ – ее мгновенная фаза, являющаяся в общем случае нелинейной функцией времени

$$\omega_k(t) = \omega_{k_0} (1 + \omega_{k_1} t) \cdot t; \quad (4)$$

a_{ki} и ω_{ki} – действительные числа, зависящие от рассматриваемого процесса и номера его моды k ,

φ_k – начальная фаза моды с частотой $w_k(t)$, являющаяся действительной константой.

Для идентификации параметров математических моделей каждого изучаемого процесса использовалась методика [7].

Изучаемыми процессами являлись межгодовые изменения ОСО в том или ином месяце, над различными частями территории Западной и Центральной Европы, характеризующимися размерами $\alpha \times \alpha$ (α – параметр пространственного осреднения изменяющийся в пределах от 1 углового градуса, до 100 у.г., с шагом 1 у.г.).

Для каждого из этих процессов была идентифицирована его математическая модель и рассчитаны за период с 1979 по 2006 г. значения среднего и среднеквадратического отклонения разностей результата моделирования и истинного его значения

$$y(t) = X(t) - x(t). \quad (5)$$

Полученные результаты для каждого месяца и каждого значения α отображались в виде соответствующих изолиний на контурных картах Западной и Центральной Европы.

Результаты исследований и их анализ. В соответствии с рассмотренной методикой рассчитаны значения среднего (m) и среднеквадратического отклонения (σ) ошибок моделирования $y(t)$ ОСО над той или иной частью территории Западной и Центральной Европы за период с 1979 по 2006 гг.

По этим данным для каждого α и каждого месяца построены распределения по территории этого региона значений σ и m .

В качестве примера, на рис. 1 А – В приведены подобные распределения σ , соответствующие январю и тем или иным α .

Как видно из рис. 1, значения σ над той или иной частью территории рассматриваемого региона существенно зависят от α . При увеличении α от 1 до 9 значения σ для большинства регионов снижаются.

Из рис. 1 также следует, что значение σ существенно зависит и от географического положения соответствующей территории. При любом значении α значения среднеквадратических отклонений σ ошибок моделирования возрастают по мере увеличения географической широты. Максимальные значения σ соответствуют западной Европе, а именно Португалии, Испании, частично Франции и Великобритании а минимальные значения σ — при смещении на юго-восток: Северной Африке, центральной Европе, в частности Германии.

Полученный результат во многом является следствием использования для мониторинга ОСО ИСЗ, обладавших некоторым пространственным разрешением и точностью измерения ОСО.

Установлено, что при использовании графической информации о распределении ОСО от другого ИСЗ (BASCOE), обладающего более высокой точностью измерения и лучшим пространственным разрешением, значение α , при котором достигается минимум σ , снижается. Уменьшается и соответствующее значение σ .

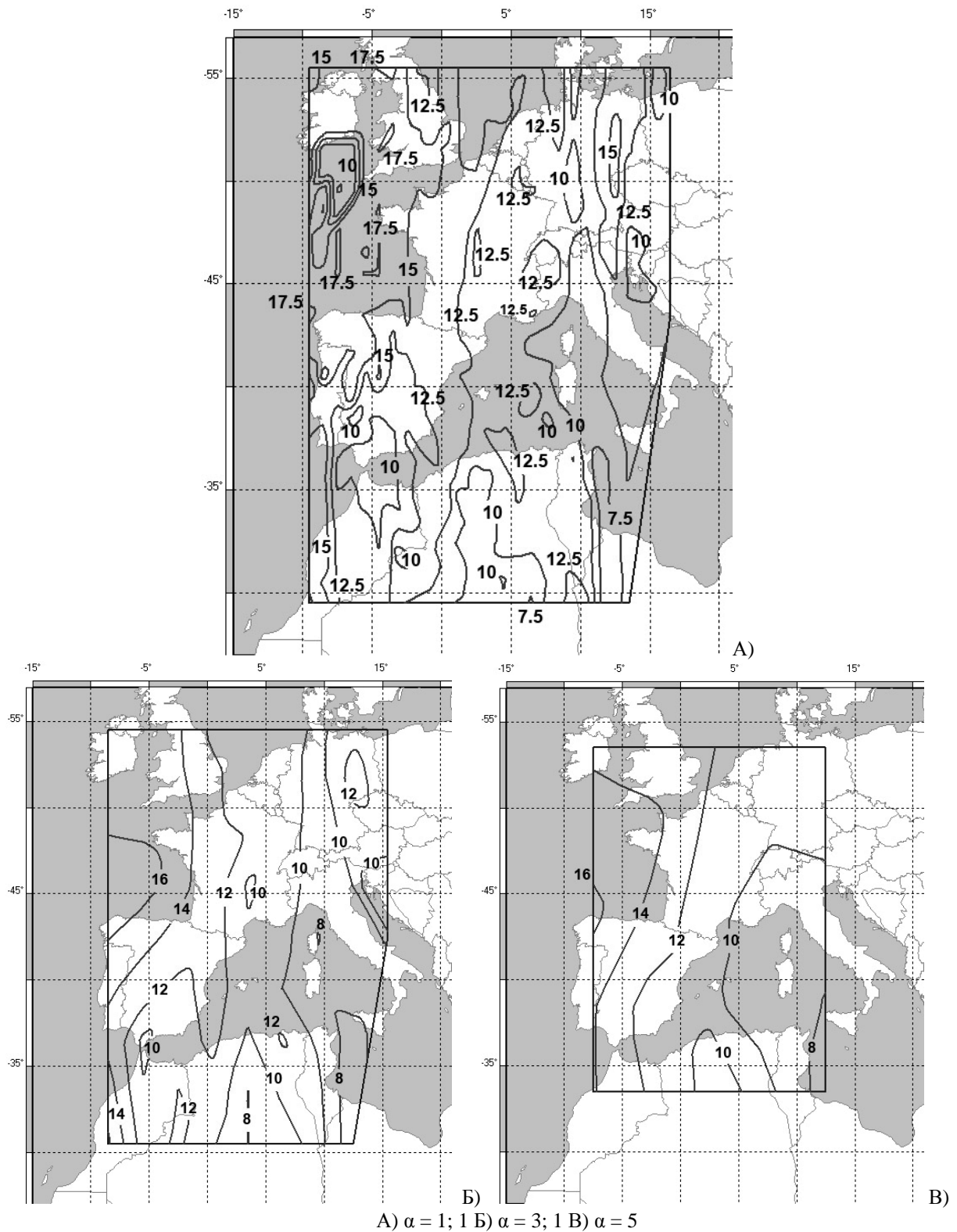


Рис. 1 -- Распределение по территории Западной и Центральной Европы среднеквадратических отклонений σ ошибок моделирования ОСО над различными ее частями, осредненных в пределах квадратов $\alpha \times \alpha$.

На рис. 2 показано распределение по территории Центральной и Западной Европы значений систематических ошибок результатов моделирования m для января при $\alpha = 1, 3$ и 5.

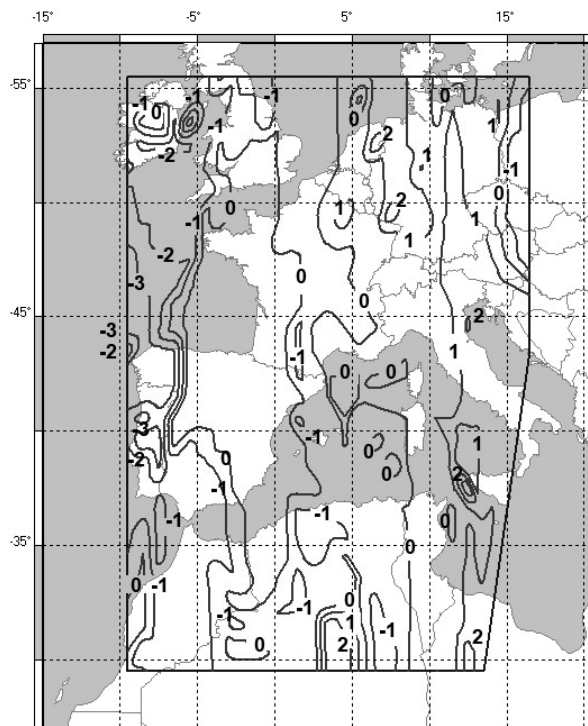


Рис. 2 -- Распределение по территории Западной и Центральной Европы средних значений m ошибок моделирования ОСО над различными ее частями, осредненных в пределах квадратов 1x1, оцененных за период с 1979 г. по 2006 г.

Как видим из рис. 2, пространственное распределение ошибки неоднородно. Минимальные ее значения наблюдаются над областями центральной Европы и Средиземным морем. Во многих районах этой области среднее значение систематической ошибки за рассматриваемый период равно нулю.

Аналогичные закономерности проявляются также для других месяцев.

Таким образом, установлено:

- 1) При фиксированной точности и пространственном разрешении графической информации о распределении ОСО, всегда существует α , при котором σ моделирования межгодовых изменений ОСО достигает минимума.
- 2) При оптимальных значениях α , наибольшие значения σ имеют место над территориями западной Европы, а наименьшие его значения наблюдаются в районах центральной Европы и северной Африки.
- 3) Сравнительно малые относительные погрешности моделирования межгодовых изменений ОСО позволяют предполагать возможность применения рассмотренной модели также в соответствующих задачах прогнозирования.

Список литературы

1. Бокс Дж.Т. Анализ временных рядов. Прогноз и управление / Дж. Т. Бокс, Г.Д.Дженкинс / Под ред. В.Ф.Писаренко. – Москва: «Мир», 1974. – 197с.
2. Wiggins S. Introduction to Applied Nonlinear Dynamical Systems and Chaos. – N.Y.: Springer-Verlag, 1997. – 688 p.
3. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н. Астрофизическая модель глобального климата Земли. – Киев: Наукова думка, 2003. – 270 с.
4. M. Weber, K. Bramstedt, J.C. Lambert, D. Loyola, J. Gleason The use of GOME total ozone for longterm trend assessment //SPARC/IOC workshop understanding of ozone trends college park, MD. – 7-9 March 2001.
5. G.J. Labow, R.D. McPeters, P.K. Bhartia A comparison of TOMS version 8 total column ozone data with data from groundstations // Geophysical Research Abstracts. – 2003. -- Vol. 5, 07399.
6. Холопцев А.В. Об особенностях статистической связи между изменениями среднемесячных температур приземного слоя атмосферы и общего содержания озона над территорией Украины / А.В.Холопцев, М.Б.Силаков, М.П.Никифорова // Вісник Одеського Національного Університету. Географічні та геологічні науки. -- 2008. – Том 13, вып.6. – С.228-237.
7. Холопцев А.В. Особенности энергетических спектров межгодовой изменчивости общего содержания озона над Украиной в период с 1979 по 2006 гг./ А.В.Холопцев, М.П.Никифорова // Причорноморський екологічний бюлетень.– 2009. -- №1(31). -- С.182 – 193.
8. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Buniakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P. Wavelet analysis and sensing the total ozone content in the earth atmosphere: micros technology “Geomath” // Sensor electronics and Microsystems technologies. – 2005. – N.3. – P.43-48.
9. Блатов А.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А.С.Блатов, Н.П.Булгаков, В.А.Иванов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.

Особливості факторів похибок моделювання міжрічних змін середньомісячних значень загального вмісту озону над західною та центральною Європою з урахуванням їх нестационарності та багатомодовості. Холопцев О.В., Никифорова М.П.

В роботі розглянуті просторові розподіли похибки, середньоквадратичного відхилення та дисперсії моделювання стану загального вмісту озону (ЗВО) понад Європою як нестационарного та багатомодового процесу у період з 1979 р. по 2006 р. Також досліджено питання щодо вибору оптимального розміру квадрата осереднення початкових супутникових даних по ЗВО.

Ключові слова: загальний вміст озону, нестационарність, багатомодовість, похибки моделювання.

The analysis of factors of total ozone amount monthly mean values interannual changes simulation errors over West and Central Europe with regard to its unstationarity and multimodality.

Kholoptsev A.V., Nikiforova M.P.

In the paper the surface distributions of mean error values, mean square deviation and dispersion of total ozone amount (TOA) state simulation over Europe as unsteady multimodal process in the period from 1979 yr. to 2006 yr. are viewed. Also the question on the optimal averaging square of satellite TOA data choose is discussed.

Key words: total ozone amount, unstationary, multimodality, simulation errors.

Б.Н.Лєсков, канд.геогр.наук., Л.І.Смородінцева
Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут

ЕКОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ АКТИВНИХ ВПЛИВІВ НА АТМОСФЕРНІ ПРОЦЕСИ

На основі результатів експериментальних досліджень показано, що зміни фізичних параметрів атмосфери в результаті впливу на хмари різними реагентами не перевищують тих коливань, яких зазнають ці параметри в природних, не модифікованих впливами умовах. Проведено оцінку змін концентрацій реагентів в атмосфері і водоймах. Кількість додатково введених під час впливів у ці середовища реагентів на порядки менша від гранично допустимих для різних екосистем концентрацій (ГДК). Масштаби впливів і кількісні значення дозувань реагентів, що реалізуються в наш час, виключають можливість порушення екологічної рівноваги в природі і не можуть викликати негативних наслідків для різних екосистем.

Ключові слова: активні впливи, йодисте срібло, концентрація реагенту.

Вступ. Активні впливи на атмосферні процеси поступово збільшують свої масштаби. Найбільш інтенсивно в останні десятиріччя вони розвивались в наступних трьох векторах:

- 1) впливи на хмари різних типів з метою збільшення (регулювання) опадів;
- 2) впливи на потужні грозові купчасто-дошові хмари з метою запобігання градовим процесам;
- 3) розсіювання переохолоджених хмар та туманів для розкриття аеродромів та інших об'єктів.

В зв'язку з таким втручанням у перебіг природних процесів постає питання: в якій мірі прийнятні такі впливи для різних екосистем. Вплив модифікації погодних умов необхідно оцінювати в двох різних векторах. В першу чергу необхідно виявити межі змін фізичних параметрів атмосфери в результаті впливу і оцінити, в якому співвідношенні вони знаходяться з природними коливаннями параметрів атмосфери. По-друге, необхідно оцінити можливий вплив самих реагентів, які вводяться в хмари і атмосферу, на різні екосистеми.

Матеріали і методика дослідження. Для виконання першої частини поставленої задачі були використані матеріали експериментів і публікацій авторів, а також інших дослідників. Аналіз змін параметрів хмар, атмосфери і опадів, які відбувались в результаті впливів, співставлялись з природними коливаннями цих характеристик.

Для відповіді на питання, в якій мірі самі реагенти, насамперед, йодисте срібло (AgJ) і, окремо, срібло і йод, як забруднюючі інгредієнти можуть впливати на різні екосистеми, були проаналізовані матеріали досліджень, проведених вченими протиградової служби республіки Молдова, Високогірного геофізичного Інституту (ВГІ, м.Нальчик, Росія) та Центральної аерологічної обсерваторії (ЦАО, м. Долгопрудний, Московської області, Росія).

Результати дослідження та їх аналіз. В результаті проведення великої кількості експериментів було встановлено, що впливи на переохоложені шари хмар (температура яких нижче 0^0) різними реагентами призводять не тільки до одержання бажаного (чи планованого) результату (збільшення кількості опадів, припинення або послаблення градового процесу, розсіювання хмар та туманів над локальними об'єктами), а й супроводжуються змінами деяких фізичних параметрів атмосфери. В процесі проведення спеціальних експериментів, в яких вивчались зміни параметрів засіяних реагентами хмар, було помічено, що в них відбуваються значні зміни, табл.1.

Таблиця 1 – Зміни параметрів атмосфери в зоні активних впливів

Параметр	В хмарах	На землі
Температура, °С	від +0,2 до +1,5	від -9 до +5
Відносні зміни кількості опадів, %	-	від +10 до +30
Тиск, гПа	-	до ±1
Водність хмар, г/м ³	зона: від 0,0 до 0,1 контроль від 0,05 до 2,5	-
Концентрація кристалів, Нсм ⁻³	зона: 0,1 -10 контроль 0,001-1,0	-

Наприклад, після введення у переохолоджені хмари холодореагентів (твердий CO₂, рідкий азот) або речовин, кристалічна структура яких ізоморфна льоду (AgI, PbI₂) відбувається кристалізація хмари. Краплі у хмарі повністю зникають, і вона стає кристалічною. При цьому у зоні штучної кристалізації концентрація кристалів буває досить високою – до 1-10 см⁻³ [6]. Але це майже на 2-3 порядки менше концентрації крапель у хмарах і туманах (5·10²–10³ см⁻³). Це свідчить про те, що кристали мають масу на порядки більшу, ніж крапельки, з яких вони утворились.

Якщо ж впливи проводились на змішані за фазовим станом шари хмарних систем Ns-As, то концентрація кристалів у зонах впливу відносно природного фону збільшувалась на 1-2 порядки [6,12]. Одночасно у зонах кристалізації, внаслідок виділення тепла кристалізації, температура підвищувалась на 0,2-0,6° С (максимально на 1,5°) [12,13].

Але ці зміни цілком відповідають і природним процесам, які відбуваються у хмарах. Процес утворення опадів у помірних і високих широтах Земної кулі відбувається у відповідності з фізичним механізмом Вегенера-Бержерона-Фіндайзена (ВБФ) [16-18]. Відповідно механізму ВБФ частинки опадів утворюються із зародкових кристалів, які виростають за рахунок тієї частки водяної пари, що відповідає різниці тисків насичення над водою і льодом, а також тієї кількості водяної пари, що утворюється через випаровування крапель. Крім того, практика польотів у хмарах показала, що їх температурний режим змінюється і ці коливання по маршруту польоту можуть для однієї і тієї ж висоти перевищувати 0,5-1,0°С на 10 км шляху. Таким чином, зміни температури повітря в зонах впливу навіть менші від природних коливань. Однак, такі впливи можуть зумовлювати деякі зміни погодних умов на земній поверхні і можливості таких змін досліджувались [1,3,10,12-14].

Суттєві зміни погодних умов можуть відбуватись в результаті розсіювання хмар та туманів. Впливи з метою розсіювання хмар та туманів для розкриття аеродромів та інших об'єктів призводять до утворення безхмарних зон площею 500-1000 км². У спеціальних експериментах хмари розсіювали на території до 10000 км² і більше. Розсіювання туману збільшує дальність видимості з 50-200м до 1-2 км, а інколи і більше. Якої-небудь шкоди природі розсіювання туману завдати не може. Більше того, зменшення тривалості туману може мати лише позитивне значення, бо це може запобігти намерзанню ожеледі на деревах та лініях електропередач і зменшити ймовірність їх пошкоджень.

У значних за площею зонах розсіювання хмар та туманів можуть змінюватись фізичні параметри атмосфери. Якщо земна поверхня покрита снігом, то в нічні години в зоні розсіювання температура може знизитись на 2-5°С або й більше порівняно з оточенням, де хмари та тумани не розсіювались [10].

Наприклад, 11 січня 1960 р. поблизу м. Актюбінськ проводився масштабний експеримент по розсіюванню високо-купчастих хмар (Ac), які спостерігалися на висотах 2200м (температура мінус 10,9°C) і 3100 м (температура мінус 15,8°C). Експеримент почався о 07 год 02 хв. Використовувався твердий CO₂ (750 г/км). Близько 10 год площа зони розкриття досягла 1000 км². Після 11 год ця зона почала самостійно розширюватися і до 20 год досягла площі 18000 км². Температура в зоні порівняно з оточенням була нижчою на 9°C, а атмосферний тиск збільшився на 1мб (холодніше повітря важче).

Якщо підстильна поверхня не покрита снігом, то денна температура повітря в зоні розсіювання, а також температура поверхні землі, може підвищуватися на 1-3 °C [10]. При збільшенні площі розсіювання і тривалості знаходження зони просвіту над даним пунктом міра підвищення може збільшуватись. Такі зміни не виходять за межі природних коливань і не зашкодять довкіллю. Наприклад, при переміщенні атмосферних фронтів температура повітря може змінюватись на 10-15⁰C або й більше. Однак дані експериментів показують, що в деяких межах регулювання термічного режиму при значних територіальних і часових масштабах впливу можливе.

Розглянемо тепер можливий вплив на природу збільшення кількості опадів. За даними літературних джерел, в яких аналізуються результати експериментальних досліджень, рівень збільшення опадів у переважній більшості наукових і виробничих проектів лежить у межах 10-30%. У невеликій кількості випадків рівень збільшення дещо нижчий (10%) або перевищує 30%, досягаючи в поодиноких експериментах 50% і більше [11,12].

Приймаючи більш надійні середні дані (10-30%), можемо дійти висновку, що така зміна в кількості опадів значно менше кліматичних коливань, які часто перевищують 30%. З екологічної точки зору вказане збільшення опадів у зонах їх природного дефіциту може мати лише позитивне значення.

Ще один цікавий ефект можливий при збільшенні атмосферних опадів у зимовий період року. Може трапитись ситуація, коли штучні опади випадають на непокриту снігом земну поверхню. У цьому випадку, крім прямого ефекту від збільшення кількості опадів, може мати місце і додатковий ефект – утеплюючий вплив снігового покриву. У разі сильного похолодання сніговий покрив навіть невеликої висоти (до 2-5 см) може зменшити міру охолодження ґрунту і дещо підвищити температуру на глибині вузла кушніня (≈3 см). Це може зменшити вимерзання озимих культур. Такий випадок мав місце у січні 1972р., коли 10 і 12 січня на експериментальному метеорологічному полігоні (Дніпропетровська область, Україна), було проведено два експерименти із засіву хмарних систем Ns-As. В результаті було визначено дві зони (80000 га - 10 січня і 30000 га – 12 січня), де утворився сніговий покрив, висота якого могла скласти 1-2 см (10.01.1972р.) і до 1 см (12.01.1972р.). А наступного дня 13 січня 1972р. почалось сильне похолодання. Температура у другій і третій декаді січня в окремі дні знижувалась до мінус 30⁰. Це призвело до вимерзання озимини на великих площах. Але в зонах випадіння снігу, який утворився в результаті впливу на хмари, площа пересіву озимини навесні (24%) була вдвічі меншою, ніж на оточуючій контрольній території (46%) [14]. А у Софіївському районі, що попав в центр першої зони, було пересіяно не більше 6% площ озимини.

Таке втручання в перебіг природних процесів може мати лише позитивний вплив на різні екосистеми.

Розглянемо тепер інший аспект – можливість впливу на атмосферу і різні екосистеми самих реагентів, що застосовуються при модифікації хмар та туманів. Застосування таких холодореагентів як твердий CO₂ і рідкий азот (N₂) не може змінити склад атмосфери і зашкодити екосистемам, бо самі ці речовини входять до складу

атмосфери. В операціях впливу на відрізок в 1км траси польоту в хмари вводиться від 0,1 до 1,0 кг CO₂ або N₂. Оскільки до складу атмосфери входить 0,0314% CO₂ (або 4,05·10²т в 1 км³) і 78,084% N₂ (або 1,007·10⁶т в 1 км³), а введені в атмосферу 0,1-1,0 кг CO₂ або N₂ розсіюються за 30-40 хв в об'ємах до 10 км³, то не може бути навіть мови про які-небудь зміни в хімічному складі атмосфери. В екологічному відношенні ці холодореагенти слід вважати ідеальними.

Йодисте срібло (AgI) вводиться під час впливу на хмари в кількості, що не перевищує 1-10г/км. В результаті турбулентного перемішування за 30-40хв ця кількість реагенту розповсюдиться на об'єм до 10 км³. В результаті цього процесу концентрація реагенту в хмарі складе від 1·10⁻¹⁰ до 1·10⁻⁹ г/м³.

Пороговою концентрацією срібла для водних безхребетних вважається 30-150 мкг/л, або 3·10⁻⁵-1,5·10⁻⁴ г/л. Деяким вищим рослинам срібло може зашкодити при вмісті 10 мкг/л (10⁻⁵ г/л). Присутність срібла у ґрунті виявляє пригнічуючу дію на окремі види бактерій [7,8,15].

Гранично допустима концентрація (ГДК) срібла у воді складає 5·10⁻⁵ г/л. У повітрі середньодобовий вміст срібла не нормується. Але в робочій зоні ГДК в повітрі визначається в 10⁻⁵ г/м³ [15].

Вміст свинцю, срібла і йоду, фоновий і модифікований впливами на градові процеси, вивчався в Молдові і на Північному Кавказі. Дослідження на Північному Кавказі показали, що підвищена концентрація срібла і свинцю може спостерігатися як в день застосування реагентів, так і в наступні 1-2 дні [4,5,7,8]. Варто зазначити, що використання йодистого свинцю припинено через його токсичність ще в минулому столітті. В Молдові в водоймах на контрольній території (КТ), де не було впливів, концентрація срібла була в межах 2,2-3,4·10⁻⁶ г/л. На території, яка захищається (ЗТ), у робочий сезон (літо) концентрація срібла у водоймах досягла 3,3-6,2·10⁻⁶ г/л (Потапов Є.І.) [2,15]. У повітрі біля земної поверхні в зоні впливів концентрація срібла становила 6·10⁻⁹-4,3·10⁻⁸ г/м³.

Фоновий вміст йоду в опадах на європейському континенті складає 2,3·10⁻⁶ г/л (материк – в зоні відсутності антропогенних джерел). Поблизу морів концентрація йоду може досягати 5·10⁻⁵ г/м³. На Північному Кавказі в опадах концентрація йоду в дні впливу на хмари була 1,1·10⁻⁶ г/л, а в дні без впливу 1,5·10⁻⁷ г/л [9].

Таким чином, можна зробити висновок, що вплив на хмари із застосуванням йодистого срібла (AgI) при дозуванні 10⁻¹⁰-10⁻⁹ г/м³ з екологічної точки зору є абсолютно безпечним, оскільки ці значення на порядки менше ГДК для цієї речовини.

На юридичний аспект проблеми активних впливів вперше вказали американські вчені ще в середині 60-х років минулого століття. Ці питання виникли з тих міркувань, що, наприклад, проведення робіт із збільшення опадів в якомусь із штатів може негативно вплинути на ситуацію у сусідньому штаті. Такі питання можуть виникати і в інших географічних районах. Слід, правда, зазначити, що в основі цих проблем лежить неповна вивченість питання щодо змін кількості опадів вниз по потоку за зоною впливів.

В УкрНДГМІ ще в минулому столітті було доведено, що при реалізованих тоді масштабах впливів (довжина лінії засіву 20-25км) зон зменшення опадів не виявлено у смузі (вниз по потоку), протяжність якої відповідала 2-3 годинному переносу (100-200км). Навпаки, на протязі 2-3 годинного переносу фіксується збільшення кількості опадів [12]. Однак цей результат не знімає питання, що буде далі вниз по потоку при збільшенні масштабів впливу у кілька разів (довжина лінії впливу 100-200 км і більше і дослідження змін опадів вниз по потоку на відстань до 500 км і більше).

Для з'ясування цих питань потрібно проведення експериментів масштабу циклонів. А їх результати і могли б бути тим фізичним підґрунтям, яке стало б основою для вирішення юридичних проблем активних впливів.

А ргіогі можна стверджувати, що, в цілому, активні впливи будуть позитивно сприйматись суспільством, оскільки дають великий економічний ефект (на одну витрачену одиницю коштів отримується у 5-10 разів більше прибутку). В цьому відношенні варто очікувати, що збільшення в оптимальних масштабах площ впливу дасть і позитивний соціальний ефект.

Проте у цій проблемі не все так просто. Існує ще й соціально-психологічна проблема. Причина її появи - необізнаність населення у цих питаннях. Повна відсутність об'єктивної, достовірної і конкретної інформації не дає можливості населенню правильно орієнтуватись у цій проблемі. Про ці проблеми вкрай мало пише преса, її практично нема на радіо і телебаченні.

В результаті населення схильне негативно реагувати на активні впливи. В свій час, коли в 1961-1962 рр. проводились лише епізодичні експерименти із впливів на конвективні хмари на Самсарському полігоні (район високогірного озера Тапаравані, Грузія), місцеве населення посуху у цих місцях пов'язало з тим, що впливи "розбивають" хмари і тому нема дощів. До експериментаторів висувались претензії, що вони наносять шкоду і справа часом доходила до проявів агресивності з боку місцевого населення.

Аналогічні проблеми час від часу з'являлись у Молдові і Одеській області, де проводились регулярні впливи на хмари з метою придушення градових процесів.

Ще давньогрецький філософ Платон стверджував, що невігластво – важкий тягар. Отже, проблема ця, з інших причин, існувала і тоді. А оскільки всіляких питань і необізнаних людей вистачає, то проблема ця житиме вічно.

Але, коли мова йде конкретно про активні впливи, необхідна, все-таки, чітка програма інформування населення про проблеми і наслідки активних впливів. Ця інформація повинна реалізовуватись у всіх векторах – за допомогою преси, телебачення, радіо.

Висновки. Вся сукупність інформацій відносно змін фізичних параметрів атмосфери під час активних впливів на хмари і тумани з використанням різних реагентів дає можливість сформулювати наступні висновки.

1. Зміни фізичних параметрів хмар, атмосфери, опадів, при реалізованих масштабах впливів, менше тих змін, які відбуваються у цих системах з природних причин.

2. Кількість реагентів, що використовуються для активних впливів і вводяться в хмари і атмосферу, на порядки менше ГДК цих речовин. Крім того, ці речовини природно знаходяться в цих середовищах у кількостях, що значно перевищують рівень об'ємних дозувань реагентів.

3. Масштаби впливів і кількісні значення дозувань реагентів, що реалізуються в наш час, практично виключають можливість порушення екологічної рівноваги в природі і не можуть викликати негативних наслідків для різних екосистем.

Список літератури

1. Александров Э.Л. Опыты по рассеянию переохлажденной облачности на больших площадях // Труды ИПГ. – 1965. – №1. – С.12-18.
2. Архаров А.В., Иценко В.Б., Зотов Е.И., Никорич В.А., Никорич Т.Д., Потапов Е.И. Содержание серебра в водоемах и воздухе в районах активных воздействий на территории Молдавии // Труды ЦАО. – 1992. – № 177. – С.123-134.
3. Беляев В.И., Павлова И.С. О возможности влияния на погоду искусственным рассеянием облачности // Изд. АН СССР. Сер. Геофизическая. – 1962. – №1. – С.129-133.
4. Бурцев И.И., Бурцева Л.В., Воробьева Т.И., Шведов С.В. Об изменении содержания свинца в приземном воздухе в районах проведения противорадовых работ // Труды ВГИ. – 1977. – № 25. – С.91-97.
5. Бурцев И.И., Воробьева Т.И., Черняк М.М. Исследование вымывания йодистого серебра из конвективных облаков при активных воздействиях на градовые процессы. // Труды ВГИ. – 1985. – № 59. – 1985. – С.121-128.
6. Волков А.Д., Лесков Б.Н. Некоторые результаты измерения концентрации ледяных частиц в слоисто-дождевых облаках, подвергнутых воздействию // Труды УкрНИГМИ. – 1972. – № 118. – С.81-88.
7. Воробьева Т.И. О влиянии противорадовых работ на изменение концентрации серебра на Северном Кавказе // Труды ВГИ. – 1982. – № .51. - С.127-139.
8. Воробьева Т.И., Гущина Л.П. и др. Влияние противорадовых работ на загрязнение атмосферы и осадков продуктами активных воздействий на градовые процессы // Труды ВГИ. – №74. – С.146-161.
9. Гаджиева М.М. Содержание йода в атмосферных осадках в районе активных воздействий // Труды ВГИ. – 1987. – № 69. – С.87-92.
10. Горб А.С., Корниенко Е.Е., Рожанец С.М., Собянин Б.М. Об изменении радиационного и термического режима в зонах искусственного рассеяния переохлажденной слоистообразной облачности // Труды УкрНИГМИ. – 1991. – № 242. – С.97-102.
11. Корниенко Е.Е., Смородинцева Л.И. Влияние засева кучево-дождевых облаков йодистым серебром на некоторые характеристики выпадающих из них осадков // Труды УкрНИГМИ. – 1980. – № 179. – С.43-51.
12. Лесков Б.Н. Результаты воздействий на фронтальные облака с целью увеличения осадков в холодный период года // Труды УкрНИГМИ. – 1973. – № 114. – С.124-137.
13. Лесков Б.Н., Неробеева Т.Д. Предварительные данные об эволюции фронтальных облаков, подвергнутых воздействию // Труды УкрНИГМИ. – 1973. – № 125. – С.76-86.
14. Лесков Б.Н., Раменский Л.А., Фурман А.И. Влияние твердых искусственных осадков на перезимовку озимых культур // Труды УкрНИГМИ. – 1975. – № 144. – С.135-140.
15. Потапов Е.И. Содержание серебра в природных объектах в районах противорадовой защиты в Республике Молдова // Активное воздействие на градовые процессы в Молдове. – 2004. – № 4. – С.201-216.
16. Bergeron T. On the physics of clouds and precipitation, Proces Verbaux de l'Association de Météorologie, International Union of Geodesy and Geophysics. – Paris, 1935. – pp.156-178.

17. *Findeisen W.* Die Kolloidmeteorologischen Vorgänge bei Niederschlagsbildung // Meteorologische Zeitschrift. – Vol.55. –1938. – pp.121-133.

18. *Wegener A.* Thermodynamik der Atmosphäre. – Leipzig, 1911. – 311 p.

Экологические аспекты активных воздействий на атмосферные процессы.

Лесков Б.Н., Смородинцева Л.И.

На основе результатов экспериментальных исследований показано, что изменения физических параметров атмосферы в результате воздействия на облака разными реагентами не превышают тех колебаний, которые испытывают эти параметры в природных, не модифицированных влияниями условиях. Проведена оценка изменений концентраций реагентов в атмосфере и водоемах. Количество дополнительно введенных во время воздействия в эти среды реагентов на порядки меньше от предельно допустимых для разных экосистем концентраций (ПДК). Масштабы воздействий и количественные значения дозирования реагентов, что реализуются в наше время, исключают возможность нарушения экологического равновесия в природе и не могут вызывать негативных последствий для разных экосистем.

Ключевые слова: активные воздействия, йодистое серебро, концентрация реагента.

Ecological aspects of active influences on atmospheric processes.

Leskov B.N., Smorodintseva L.I.

It is shown on the basis of results of experimental researches, that the changes of physical parameters of atmosphere as a result of influence on clouds by different reagents do not exceed those vibrations which test these parameters in environmental, not modified by influencing conditions. Estimation of changes of concentrations of reagents in an atmosphere and reservoirs is conducted. An amount additionally entered during influence on these areas of reagents on orders is less from maximum possible for different ecosystem concentrations (MPC). The scales of influences and quantitative values of dosage of reagents, that will be realized in our time, eliminate possibility of violation of ecological equilibrium in nature and can not cause the negative consequences for different ecosystem.

Keywords: active influences, iodine silver, concentration of reagent.

ДЕЯКІ АСПЕКТИ АГРАРНОГО НАВАНТАЖЕННЯ ЧЕРНІГІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ ТА ЙОГО ВПЛИВУ НА ЕКОЛОГІЧНУ СТІЙКІСТЬ ҐРУНТІВ ПРОТИ ДЕГРАДАЦІЇ

У статті здійснена оцінка та проведено групування адміністративних районів Чернігівської області за ступенем аграрного навантаження та екологічної стійкості ґрунтів проти деградації. На основі співставлення даних показників виконано групування адміністративних районів щодо першочерговості проведення заходів для оптимізації сільськогосподарського виробництва.

Ключові слова: аграрне навантаження, критерії оцінки, екологічна стійкість ґрунтів проти деградації.

Постановка проблеми. Сільськогосподарське виробництво має найбільш тривалий вплив на природне середовище території Чернігівщини. Територія області характеризується високим ступенем освоєння земель: земельний фонд складає 5,2% від площі земель України. У його структурі більшу частку (близько 66%) займають сільськогосподарські угіддя. На сьогодні складним еколого-економічним питанням залишається збереження і відтворення родючості земель. Сучасний стан виконання заходів щодо хімічної меліорації ґрунтів, підживлення їх мінеральними й органічними добривами є недостатнім і не сприяє утриманню позитивного балансу гумусу, поживних речовин в ґрунтах, що призводить до їх деградації. У зв'язку з цим проблема аграрного навантаження та його впливу на екологічну стійкість ґрунтів Чернігівської області проти деградації була обрана нами для подальшого дослідження.

Аналіз попередніх досліджень і публікацій. Питання про аграрне навантаження широко розглядається у сучасній науковій літературі, зокрема у працях М.Д.Гродзинського. Для обчислення аграрного навантаження ним запропонована формула, яка синтезує вплив ряду факторів, а саме площа богарних сільськогосподарських земель, площа меліорованих сільськогосподарських земель, число самохідних сільськогосподарських агрегатів на 1 га сільськогосподарських земель для району та України в цілому, маса гербіцидів (середня за 5 років) на 1 га сільськогосподарських земель району та України в цілому [4].

Питання екологічної стійкості ґрунтів проти деградації вивчалися науковцями Інституту агроєкології та біотехнології УААН, зокрема Н.В. Козловим, Н.В.Палапою, Є.Л.Москальовим [8,9]. Ними екологічна стійкість ґрунтів проти деградації оцінювалась за співвідношенням ріллі до сумарної площі екологостабілізуючих угідь (лісовкриті території, лукопасовищні, водні угіддя, болота тощо). Максимальна стійкість ґрунтів проти деградації спостерігається при співвідношенні ріллі менше 20% і екологостабілізуючих угідь більше 80%, підвищена – 20-37 і 63-80, порогова – 38-54 і 46-62, низька – 53-70 і 30-45% відповідно. Території, в межах яких більше 70 % припадає на ріллю і менше 30% на екологостабілізуючі угіддя, володіють дуже низькою протидеградаційною здатністю [9].

Висвітленню екологічного стану природних компонентів Чернігівщини, зокрема ґрунтів, присвячено чимало наукових робіт [1,2,3]. Комплексна оцінка агроєкологічного стану земель Чернігівської області у межах основних природно-сільськогосподарських зон України та обґрунтування заходів щодо його поліпшення здійснена Москальовим Є.Л. [9].

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Разом з тим, сумарні показники аграрного навантаження раніше не розраховувалися, їх співставлення з екологічною стійкістю ґрунтів проти деградації не проводилося.

Постановка завдання. Метою даного дослідження є встановлення територіальних відмінностей та групування районів області за ступенем аграрного навантаження та екологічною стійкістю ґрунтів проти деградації, а також, на основі співставлення даних показників, групування районів області за необхідністю проведення заходів щодо оптимізації сільськогосподарського виробництва. Оскільки організована еколого-економічна діяльність проводиться в межах адміністративних одиниць, то розрахунки виконувались нами по адміністративним районам області.

При виконанні дослідження використовувались статистичні дані Чернігівського обласного управління земельних ресурсів, Чернігівського обласного державного проектно-технологічного центру охорони родючості ґрунтів і якості продукції «Облдержродючість», Головного управління статистики у Чернігівській області та Чернігівської обласної станції захисту рослин.

Виклад основного матеріалу дослідження. Чернігівська область розташована на півночі України в межах двох фізико-географічних зон – мішаних лісів та лісостепу. Це обумовило умовний поділ території області на дві частини: північну – поліську і південну – лісостепову. Умови ґрунтоутворення не лише в цих частинах, але і в межах кожної з них у зв'язку з наявністю певних геоморфологічних елементів рельєфу різного віку та геологічної будови проходять теж по-різному. Це обумовило надзвичайно строкатий ґрунтовий покрив Чернігівщини. У поліській частині області переважають дерново-підзолисті ґрунти, які мають низький вміст поживних речовин та незадовільні фізичні та фізико-хімічні властивості. На них розвиваються процеси дефляції. У лісостеповій частині області ці ґрунти зустрічаються на невеликих територіях, зокрема на борових терасах річок. Частка дерново-підзолистих ґрунтів від площі усіх сільськогосподарських угідь області складає 32%. Досить поширені на Чернігівщині сірі, темно-сірі лісові ґрунти та близькі до них чорноземи опідзолені, які краще забезпечені гумусом (1,5-3,2%), багатші на поживні речовини, мають задовільні фізичні властивості. Найбільш родючими ґрунтами є чорноземи типові та вилуговані глибокі малогумусні, які переважають у лісостеповій частині області. Вони займають понад 18% всіх сільськогосподарських угідь. Вилуговані чорноземи сформувалися на знижених ділянках. У розораних чорноземах вміст гумусу коливається від 2,7 до 3,7%. Ці ґрунти мають зернисту структуру, сприятливі фізичні та фізико-хімічні властивості. Понад 17% площі угідь в області займають болотні ґрунти. Вони сформувалися в умовах надмірного зволоження при високому рівні ґрунтових вод.

Першим кроком дослідження було з'ясування територіальних відмінностей аграрного навантаження у межах адміністративних районів області. За результатами обрахунків усі райони області можна поділити на п'ять груп (рис.1). Дуже високе аграрне навантаження характерне для Бобровицького району, до другої групи (високе аграрне навантаження) входять Ічнянський та Носівський райони. Ці адміністративні райони розташовані в південній, лісостеповій частині області, де переважають чорноземи глибокі малогумусні, чорноземно-лучні та лучні засолені ґрунти.

Дуже низьке аграрне навантаження характерне для адміністративних районів півночі Чернігівської області (Щорський, Сосницький, Семенівський, Ріпкінський, Корюківський райони). Тут найбільші площі займають дерново-підзолисті ґрунти.

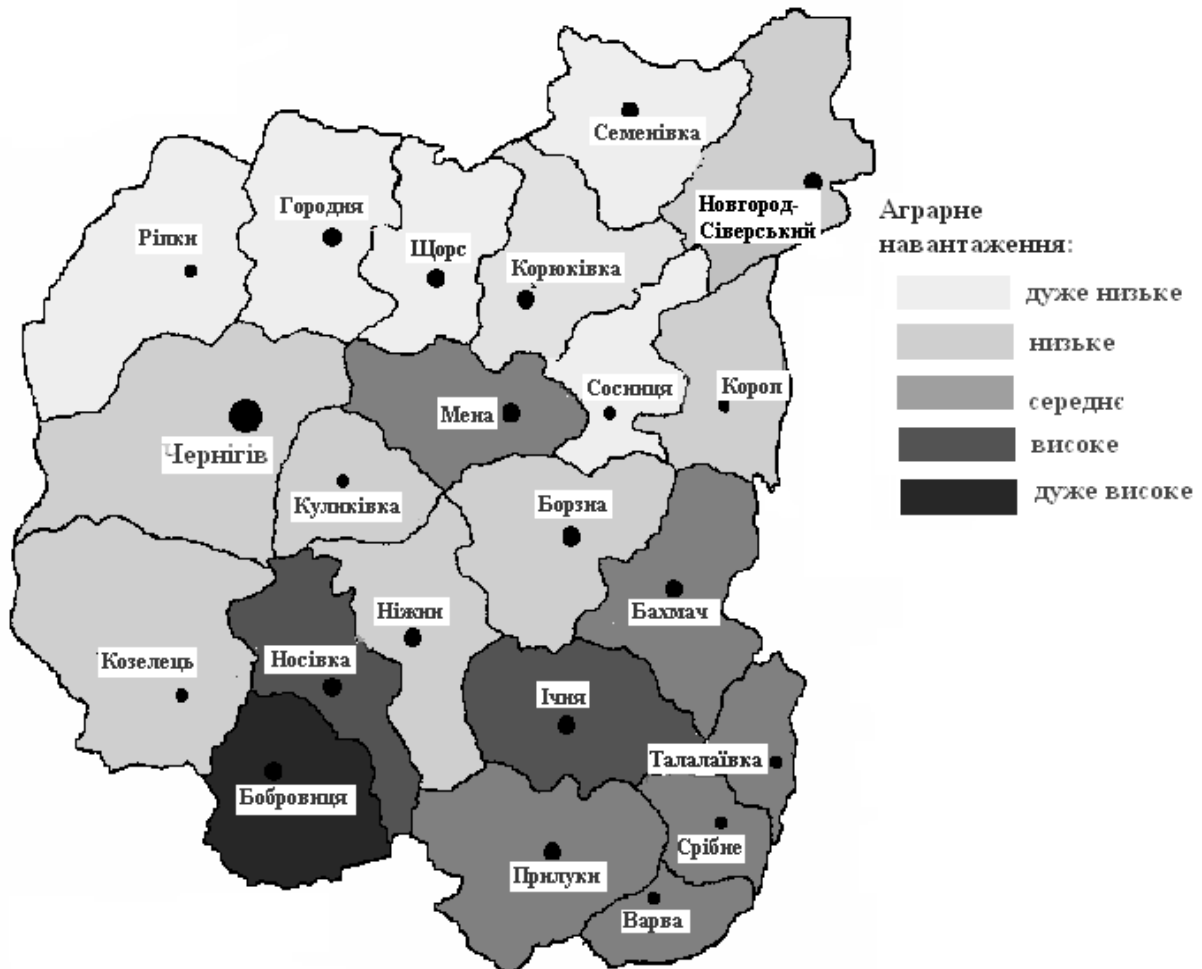


Рис. 1 - Аграрне навантаження на територію Чернігівської області

Другим кроком роботи було визначення екологічної стійкості ґрунтів проти деградації. Протягом 2000-2007 років в області можна помітити тенденцію зміни структури сільськогосподарських угідь: збільшення частки ріллі, зменшення площі, зайнятої перелогами, сіножатями та пасовищами (табл.1).

Площа розораних земель найбільше зросла у Щорському (на 4,9%), Ічнянському (3,3%), Прилуцькому (2,4%), Варвинському (2,3%), Менському (1,9%), Корюківському (1,2%) районах. Незначне збільшення площі екологічностабілізуючих угідь відбулося у Ніжинському (на 0,6%), Носівському (0,5%), Бахмацькому (0,3%), Новгород-Сіверському (0,3%), Сосницькому (0,2%), Семенівському (0,1%) районах.

Зроблені підрахунки дали змогу виділити на території Чернігівської області чотири групи районів із різним ступенем екологічної стійкості ґрунтів проти деградації (рис.2).

Слід зазначити, що ґрунти жодного з адміністративних районів Чернігівщини не вирізняються максимальною протидеградаційною стійкістю. Підвищену стійкість проти деградації мають ґрунти Козелецького, Корюківського, Ріпкинського, Щорського районів (перша група). Городнянський, Коропський, Куликівський, Семенівський, Сосницький, Новгород-Сіверський, Чернігівський райони мають порогову стійкість ґрунтів проти деградації (друга група). До третьої групи з низькою стійкістю ґрунтів проти деградації входять Бобровицький, Борзнянський, Ічнянський, Менський, Ніжинський, Носівський, Прилуцький райони. Дуже низька стійкість ґрунтів проти деградації (четверта група) характерна для Бахмацького, Варвинського, Талалаївського, Срібнянського районів.

Таблиця 1 – Структура земельного фонду Чернігівської області [5,6, 7]

Типи земель та угідь	2000		2003		2005		2006		2007	
	Всього, тис. га	% до загальної площі території	Всього, тис. га	% до загальної площі території	Всього, тис. га	% до загальної площі території	Всього, тис. га	% до загальної площі території	Всього, тис. га	% до загальної площі території
Сільськогосподарські угіддя, в т. ч.	2106,8	66,0	2105,7	66,0	2099,0	65,8	2090,9	65,5	2084,8	65,4
- рілля	1341,1	42,0	1364,3	42,8	1373,4	43,0	1376,1	43,1	1381,9	43,4
- перелоги	111,4	3,5	89,9	2,8	79,3	2,5	76,0	2,4	70,0	2,2
- багаторічні насадження	25,1	0,8	24,9	0,8	24,7	0,8	24,6	0,8	24,5	0,8
- сіножаті і пасовища	629,2	19,7	626,6	19,6	621,6	19,5	614,2	19,2	608,4	19,0
Ліси та інші лісовкриті площі	712,2	22,3	713,6	22,4	717,7	22,5	724,0	22,7	727,8	22,3
Забудовані землі	100,8	3,2	100,7	3,2	99,7	3,1	99,8	3,1	99,9	3,1
Відкриті заболочені землі	118,2	3,7	118,5	3,7	121,4	3,8	123,2	3,9	125,4	3,9
Відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом (піски, яри тощо)	27,8	0,9	27,8	0,9	28,2	0,9	28,3	0,9	28,2	0,9
Поверхневі води суходолу	67,5	2,1	67,7	2,1	67,8	2,1	67,7	2,1	67,9	2,1
Інші землі	57,0	1,8	56,3	1,8	56,5	1,8	56,4	1,8	56,3	1,8

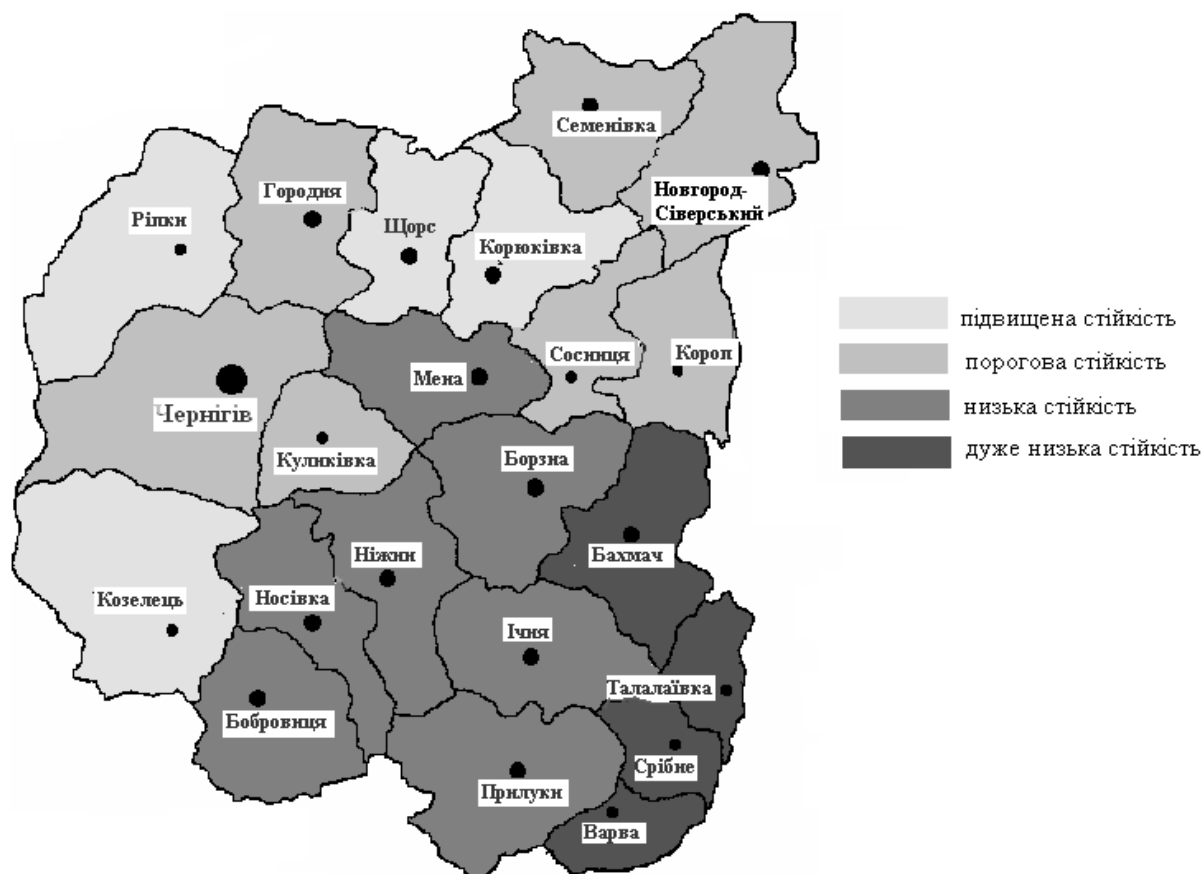


Рис. 2 - Оцінка екологічної стійкості ґрунтів Чернігівської області проти деградації

Таким чином, нестійкими в екологічному відношенні виявились 11 із 22 районів Чернігівської області. У цих районах розорані землі значно переважають над умовно екологічностабілізуючими угіддями.

Останнім кроком роботи було співставлення показників аграрного навантаження та екологічної стійкості ґрунтів проти деградації в розрізі адміністративних районів області та групування районів області за необхідністю проведення заходів щодо оптимізації сільськогосподарського виробництва. Проведення радикальних заходів (перша група) потребують райони, які характеризуються дуже високим і високим аграрним навантаженням та низькою екологічною стійкістю ґрунтів проти деградації (Бобровицький, Носівський, Прилуцький, Ічнянський райони). Додаткові та планові заходи (друга група) потрібно проводити в тих районах, які мають середнє та низьке аграрне навантаження та низьку і дуже низьку екологічну стійкість ґрунтів проти деградації (Ніжинський, Бахмацький, Талалаївський, Срібнянський, Варвинський, Борзнянський, Менський райони). Райони, які відносяться до цих груп, розташовані переважно в південній, лісостеповій, зоні. До третьої групи віднесені райони, у межах яких передбачається проведення планових заходів щодо оптимізації сільськогосподарського виробництва. Це одинадцять районів області, які розташовані в північній, поліській, частині області.

Висновки і перспективи подальших досліджень. Територія Чернігівської області вирізняється значним аграрним навантаженням. Водночас 50% адміністративних районів області характеризуються низькою та дуже низькою екологічною стійкістю ґрунтів проти деградації, 32% - пороговою. Для більш раціонального та ефективного використання ґрунтів як основного засобу сільськогосподарського виробництва необхідна зміна структури земельних угідь за

рахунок зниження питомої ваги орних земель, і, відповідно, збільшенні площі кормових захисних зон, луків, пасовищ, лісів тощо. Частка таких територій повинна сягати не менше 36% від загальної площі. Отримані узагальнюючі оцінки адміністративних районів області за співвідношенням показників аграрного навантаження та екологічної стійкості ґрунтів проти деградації дають можливість визначити території, що в першу чергу потребують проведення детальних досліджень і, відповідно, капіталовкладень.

Список літератури:

1. Байда В.І., Магула Т.М., Мельник А.І. Щільність забруднення ґрунтів радіонуклідами в господарствах Чернігівської області. – Чернігів, 1993. – 84 с.
2. Барановська О. Екологічна ситуація на Чернігівщині //Географія. Економіка. Екологія. Туризм: Регіональні студії. Збірник наукових праць/ за ред. І.В.Смаля. – Ніжин, 2007. – С. 184-194.
3. Гавій В.М., Коваленко С.О. Радіаційне забруднення сільськогосподарських угідь Чернігівської області та його вплив на здоров'я населення //Екологія і раціональне природокористування: Збірник наукових праць Сумського державного педагогічного університету ім. А.С. Макаренка. – Суми, 2006. – С. 23-29.
4. Гродзинський М.Д. Стійкість геосистем до антропогенного навантаження. – К.: Лікей, 1995. – 233 с.
5. Доповідь про стан навколишнього природного середовища в Чернігівській області за 2004 рік. – Чернігів, 2005. – С. 60-70.
6. Доповідь про стан навколишнього природного середовища в Чернігівській області за 2005 рік. – Чернігів, 2006. – С. 62-69.
7. Доповідь про стан навколишнього природного середовища в Чернігівській області за 2006 рік. – Чернігів, 2007. – С. 76-84.
8. Козлов Н.В., Палапа Н.В. Современные причины деградации и агроэкологическое состояние пахотных земель Украины //Праці Міждерж. наук. конф. "Сучасні проблеми охорони земель".-Ч.1.- К., 1997.- С. 86–88.
9. Москальов Є.Л. Комплексна оцінка агроекологічного стану земель Чернігівської області та обґрунтування заходів щодо його поліпшення: Дис... канд. с.-г. наук: 03.00.16.– К., 2004, – 160 с.

Некоторые аспекты аграрной нагрузки Черниговской области и ее влияние на экологическую стойкость почв против деградации

В.Н. Гавий, И.В. Мирон

В статье выполнена оценка и проведено группирование административных районов Черниговской области по степени аграрной нагрузки и экологической стойкости почв против деградации. На основе сопоставления данных показателей проведено группирование административных районов для выяснения первоочередности проведения мероприятий по оптимизации сельскохозяйственного производства.

Ключевые слова: аграрная нагрузка, критерии оценки, экологическая стойкость почв против деградации.

Some aspects of agrarian loading of Chernigov Region and its influence on ecological stability of soil against degradation

V.N.Gavy, I.V.Miron

The author of the article estimates and groups the administrative districts of Chernihiv Region according to the degree of agrarian loading and ecological stability of the soil against degradation. On the basis of comparison the given indicators grouping of the administrative districts was carried out to find out the priority of taking measures on optimization of agricultural production.

Key words: agrarian loading, criteria of estimation, ecological stability of soil against degradation.

УДК 551.510.522:551.511.3

С.Н. Степаненко, д.физ.-мат. наук., В.Г. Волошин, к.геогр.наук
Одесский государственный экологический университет

ПРОФИЛИ СКОРОСТИ ВЕТРА В СЛОЕ ПРОНИЦАЕМОЙ ШЕРОХОВАТОСТИ

Исследуется распределение средних скоростей ветра в растительном покрове (РП), который рассматривается как слой "проницаемой шероховатости". Предложена новая аппроксимация для функции z_{0rp} / h_{rp} , позволяющая определить шероховатость РП с учетом его плотности.

Расчетная шероховатость согласуется с экспериментальными данными. Найдены новые формулы для профиля ветра в РП, учитывающие наличие слоя шероховатости растительного покрова. Потери энергии потока в РП оцениваются с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности элементов РП.

Ключевые слова: проницаемая шероховатость, шероховатость растительного покрова, скорость ветра в растительности.

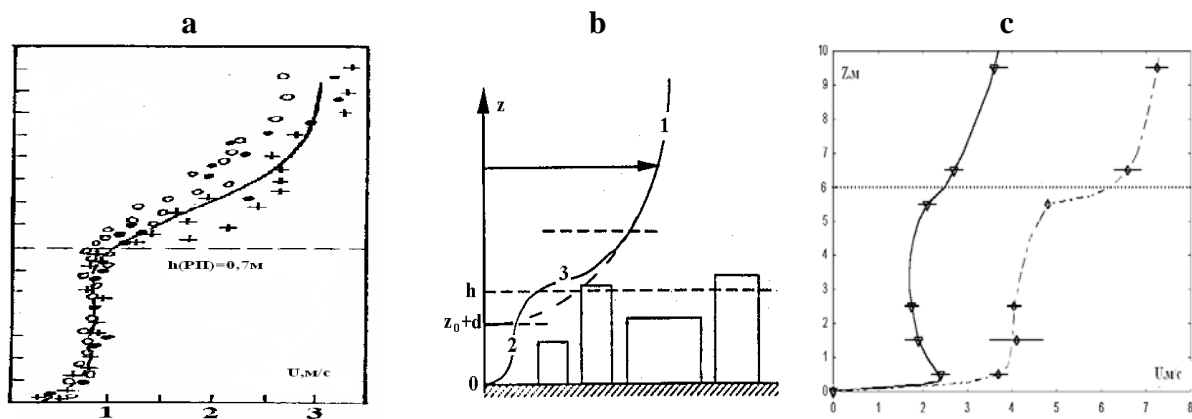
Постановка проблемы. Исследование взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью невозможно без сведений об аэродинамических свойствах поверхности. Основным динамическим параметром поверхности, как известно, является ее шероховатости z_0 , т.е. нулевой уровень, от которого отсчитывается логарифмический профиль ветра. Ниже уровня шероховатости среднее поступательное движение потока воздуха отсутствует, так как поток подвергается действию сил давления, возникающих около элементов шероховатости.

Над слоем шероховатости могут присутствовать слои "проницаемой шероховатости" (далее ПШ) различной высоты \ddot{h}_t , которые содержат случайно или закономерно распределённые препятствия, оказывающие сопротивление потоку воздуха. В этих слоях происходит уменьшение средней скорости ветра по сравнению со слоями, не содержащими препятствий. В слоях ПШ присутствует упорядоченное среднее движение ($\bar{u} > 0$), изменяющееся по мере увеличения глубины слоя \ddot{h}_t и его плотности. К слоям проницаемой шероховатости в основном относят различные растительные сообщества (фитоценоз) или их совокупность - растительный покров (РП), а также слои техногенного происхождения. Использование термина "проницаемая шероховатость" было предложено [11].

Анализ последних исследований и публикаций. Первые предположения о том, что внутри растительного покрова профиль скорости ветра $u(z)$ отличается от профиля ветра над открытой однородной поверхностью, были высказаны еще в 1930-е годы Л.Прандтлем. Однако систематические экспериментальные и теоретические исследования ветра внутри растительности начались лишь 30 лет спустя. Отметим, что одно из первых экспериментальных исследований (к сожалению, малоизвестное) принадлежит нашему соотечественнику А.Р.Константинову [5]. В последние 20–25 лет заметно доминировали зарубежные исследования, выполненные [12,16,15]. В этих работах изучались нетривиальные свойства турбулентности и процессы переноса импульса в слое "Canopy Air Space". Термин "кэнопи", происходит от английского "canopy" и означает "полог, навес, прикрытие" и может представлять как растительный (vegetation canopy), так и техногенный (urban canopy) слой. Термин

“canopy” вошел и в отечественное словоупотребление. Самые последние результаты исследований суммированы в публикациях [14,17].

На рис. 1 показаны типичные профили ветра в слоях проницаемой шероховатости \ddot{h}_t (растительный покров, городская застройка, дождевальная установка), полученные в работах [4,9,15]. Обращает на себя внимание, что характер движения воздуха в этих слоях и над ними различен. Выше слоя $z \geq \ddot{h}_t$ профиль ветра близок к логарифмическому (при нейтральной стратификации), а внутри “canopy” движение потока ослаблено и имеет точку перегиба вблизи верхней границы \ddot{h}_t . Вихреобразование на элементах “canopy” (растительность, застройка, капли) и их сопротивление потоку приводит к его заметному торможению. В ряде исследований отмечается, что внутри “canopy” часто наблюдаются и вторичные локальные максимумы скорости и достаточно развитая турбулентность. Различными авторами были предложены формулы для аппроксимации профиля ветра внутри слоя проницаемой шероховатости, например, в работах [12,16], анализ которых будет сделан ниже.



а – скорости ветра в посеве кукурузы высотой 0,7м [15]; б – схема профиля скорости в городской застройке [9]; с – распределения ветра в слое капель системы охлаждения АЭС высотой 6 м [4].

Рис. 1 – Профили скорости ветра в различных слоях проницаемой шероховатости.

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. В предлагаемой статье мы ограничились только исследованием вертикальных профилей средних скоростей ветра в растительном покрове, который рассматривается как слой “проницаемой шероховатости” различной плотности. Мы считаем, что приземный слой атмосферы со случайно распределёнными препятствиями может быть интерпретирован как непрерывная сплошная среда, для которой могут использоваться обычные уравнения гидромеханики.

Для анализа аэродинамического режима растительного покрова необходимо иметь представление об его аэрометрических характеристиках, зависящих от фитогеометрии элементов РП. В качестве характеристики интегральной плотности РП используется отношение площади листьев S_1 и площади не листовой (скелетной) части растений S_2 к единице площади подстилающей поверхности S_{gr} . Суммарная

относительная поверхность растительной массы $\tilde{S} = (S_1 + S_2) / S_{gr} = \tilde{S}_1 + \tilde{S}_2$ имеет размерность m^2/m^2 и называется листовым индексом (*leaf area index*) LAI.

Плотность растительной массы, т.е. площадь всех элементов растительности $S = (S_1 + S_2)$, заключенная в некотором единичном объеме, определяется отношением $LAD = S/V = S'$ и именуется (*leaf area density*) LAD с размерностью m^2/m^3 .

Взаимосвязь относительной поверхности растительного покрова и его плотности определяется следующим образом:

$$\tilde{S} = \int_0^{\tilde{z}} (l_1 + l_2) d\tilde{z}, \quad (1)$$

где $l_1 = d\tilde{S}_1 / d\tilde{z}$ и $l_2 = d\tilde{S}_2 / d\tilde{z}$ – дифференциальное распределение плотности фитомассы в единичном слое $\Delta\tilde{z}$. Здесь вертикальная координата \tilde{z} представлена как безразмерная величина:

$$\tilde{z} = z / \bar{h}_{рп}, \quad (2)$$

где z – высота от поверхности почвы; $\bar{h}_{рп}$ – средняя высота растительности.

Между относительной площадью LAI и плотностью LAD существует очевидное соотношение $LAI = \bar{h}_{рп} \cdot LAD$. Величина LAD рассматривается как среднее арифметическое послойных значений в слое $h_{рп}$. Например, если значения LAD в четырех слоях одинаковой толщины составляли соответственно 0,02; 0,03; 0,05 и 0,02 (cm^{-1}), то при $\bar{h}_{рп} = 200cm$ имеем $LAI = 6,0$.

К настоящему времени имеется множество данных о вертикальном распределении LAD в различных сельскохозяйственных посевах и лесах, например в работе [7]. Во многих публикациях отмечается различие в плотности фитомассы древесной (главный ярус и подлесок) и остальных видов растительности. Пространство лесного полога менее плотное по сравнению с густыми посевами люцерны, для которых максимум удельной поверхности достигает $15m^{-1}$. В большинстве случаев при относительно малых колебаниях средних значений листового индекса более низкие РП являются более плотными. Для различных типов растительного покрова характерные значения параметра \tilde{S} лежат в пределах 0,5 – 5.

Формулировка целей статьи. Исследование закономерностей вертикального распределения скорости ветра в растительном покрове крайне необходимо для параметризации процессов массо-тепловлагообмена в системе “растительность–почва”. Сведения о сдвиге ветра ($du/dz, c^{-1}$) в РП позволяют найти поток количества движения τ , вертикальный компонент количества движения ($\rho du/dz$) и способность среды переносить этот поток, т.е. коэффициент турбулентности k_m .

Профили скорости над слоем и в слое РП описываются разными зависимостями. В слое постоянных потоков, т.е. выше РП, логарифмическим распределением, а в слое РП экспоненциальным распределением скорости ветра. В настоящее время не существует единой функции, с помощью которой можно было бы описать изменение скорости ветра выше и ниже верхней границы растительного покрова. Поэтому целью настоящей работы является исследование вертикальных профилей скорости ветра и изменений турбулентных потоков импульса, тепла и влаги в растительном покрове.

Изложение основного материала исследования. Растительный покров, имеющий среднюю высоту $\bar{h}_{\text{рп}}$, разделим на три слоя:

а) Слой вблизи верхней границы РП, в котором сохраняются условия постоянства турбулентных потоков с высотой.

б) Турбулентный слой проницаемой шероховатости \ddot{h}_t внутри РП, который в верхней части переходит в слой «а», а снизу примыкает к слою динамической шероховатости растительного покрова $z_{0\text{рп}}$.

в) Смешанный слой высотой $r = z_{0\text{рп}} + z_0$, который непосредственно примыкает к почве. Свойства слоя r в верхней части зависят от турбулентного слоя «б», а снизу определяются тепловыми, влажностными и динамическими (шероховатость z_0) характеристиками земной поверхности.

В слое «а» вертикальные изменения скорости ветра задаются логарифмическими функциями, характерными для приземного слоя атмосферы. В слое «б» функция ветра окончательно неопределенна, а в слое «в» – изменение метеовеличин зависит от параметров вязкобуферного слоя.

Толщина слоёв «а», «б», «в» находится следующим образом:

$$h_a = h_{\text{рп}} - (\ddot{h}_t + r); \quad h_b = h_{\text{рп}} - h_a; \quad h_v = h_{\text{рп}} - h_b, \quad (3)$$

где определяющими параметрами являются высота растительности $h_{\text{рп}}$, высота слоя проницаемой шероховатости \ddot{h}_t и интегральный параметр шероховатости r , объединяющий шероховатость растительного покрова $z_{0\text{рп}}$ и почвы z_0 .

Разделение РП на три слоя предложено в работе [13]. В наше разделение РП введена высота слоя проницаемой шероховатости и исключена высота слоя вытеснения d , которая интерпретировалась ранее как высота, от которой следует отсчитывать логарифмический профиль ветра.

Предложенное разбиение слоя позволяет увязывать особенности турбулентного режима на внешней границе с его особенностями в самой растительности, где элементы растительности действуют как континуальный сток количества движения, а уравнение движения, при отсутствии градиента давления, может быть записано в виде

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\tau}{dz} = C_D S' \bar{u}_z^2, \quad (4)$$

где τ – поверхностное напряжение трения, а C_D – коэффициент сопротивления слоя РП, который определяется из соотношения

$$C_D = \frac{u_*^2}{h \int_0^h S' \bar{u}_z^2 dz} = \frac{\tau}{\rho \bar{S} \bar{u}_z^2}. \quad (5)$$

где $u_*^2 = \tau / \rho$ – динамическая скорость, \bar{u}_z – средняя скорость ветра на высоте $z \leq \ddot{h}_t$.

Из уравнения (5) следует, что коэффициент сопротивления поверхности растительного покрова определяется отношением двух средних касательных напряжений турбулентного происхождения. Первое напряжение τ возникает в потоке со сдвигом скорости ветра выше растительного покрова и в слое h_a , а второе в слое h_b

при деформации профиля скорости за счет возникновения тормозящей силы пропорциональной квадрату скорости \bar{u}_z^2 , и концентрации препятствий (элементов растительности) \tilde{S} в слое РП.

Следует отметить, что сам тип препятствий здесь играет второстепенную роль. С удалением от поверхности РП, особенности препятствий нивелируются и, в результате, поверхность с РП характеризуется лишь интегральным коэффициентом шероховатости. Следовательно, для расчета C_D по формуле (5) необходимо располагать данными о динамической скорости u_* над РП, профилем ветра в слое РП, шероховатостью РП $r = z_{0рп} + z_0$ и плотностью листовой поверхности.

Эти характеристики могут быть получены, если найдена одна из важнейших аэродинамических функций слоя проницаемой шероховатости, а именно: зависимость отношения $z_{0рп} / h_{рп}$ от плотности листовой поверхности $S' = \tilde{S} / \bar{h}_{рп}$.

В работе [11] отмечается, что за исключением ряда численных моделей ни одна из существующих аппроксимаций функции $z_{0рп} / h_{рп} = f(h_{рп}, S' C_D)$ не ведет к уменьшению аэродинамической шероховатости растительного покрова после достижения некоторого максимума в точке $[d(z_{0рп} / h_{рп}) / d\tilde{S}] = 0$.

Анализируя экспериментальные данные, в том числе и данные [18], нами найдена аппроксимация для функции $z_{0рп} / h_{рп} = f(h_{рп}, S' C_D)$, которая представлена следующим уравнением

$$\frac{z_{0рп}}{h_{рп}} = a \cdot \exp \left[- \frac{b \exp(0,1 \cdot \tilde{S})^c}{\tilde{S} + 0,05} \right], \quad (6)$$

где $\tilde{S} = h_{рп} S' = LAI$, а коэффициенты уравнения (6) приняты равными $a = 0,33; b = 2,0; c = 1,55$. Графическое построение зависимости (6) показано на рис. 2а.

Следует обратить внимание на некоторые особенности, которые необходимо учесть для последующего анализа. По мере увеличения плотности растительного сообщества, отношение $z_{0рп} / h_{рп}$ постепенно возрастает, достигая максимума при $S' h_{рп} \approx 6,5-7,0$. Дальнейшее увеличение $S' h_{рп}$ ведет к уменьшению отношения $z_0 / h_{рп}$, так как при большой плотности РП поток слабо проникает в пространство полого растительности и, если $S' \rightarrow \infty$, верхняя граница РП становится "гладкой" с малыми величинами z_0 .

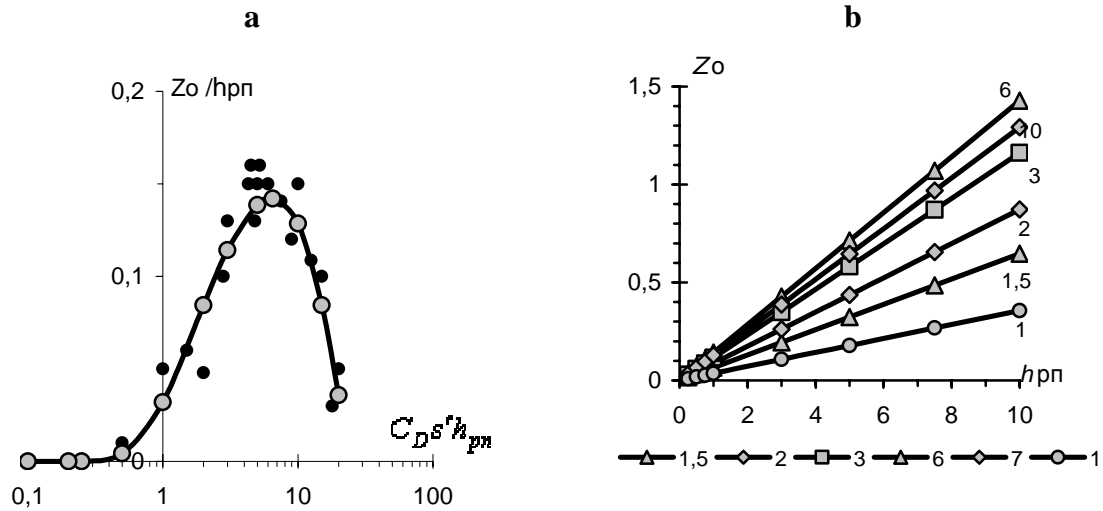
С помощью уравнения (6) получены функции $z_{0рп} = f(h_{рп})$ (рис.2б). Они аппроксимированы степенными зависимостями $z_{0рп} = \alpha \cdot h_{рп}$, где коэффициент регрессии α определяется относительной плотностью \tilde{S} . Например, если показатель \tilde{S} находится в интервале $1 \leq \tilde{S} \leq 10$, то зависимости имеют вид:

$$\begin{aligned} z_{0рп} &= 0,036 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 1, \\ z_{0рп} &= 0,087 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 2, \\ z_{0рп} &= 0,132 \cdot h_{рп} \text{ при } \tilde{S} = 4, \end{aligned} \quad (7)$$

$$z_{0rp} = 0,143 \cdot h_{rp} \text{ при } \tilde{S} = 6,$$

$$z_{0rp} = 0,129 \cdot h_{rp} \text{ при } \tilde{S} = 10,$$

где z_{0rp} и h_{rp} в метрах.



а – черные точки экспериментальные данные [18], линия с круглыми маркерами построена по уравнению (6); б – шероховатость растительного покрова z_{0rp} в зависимости от его высоты h_{rp} и плотности LAI.

Рис. 2 – Зависимость отношения z_{0rp} / h_{rp} от плотности растительного покрова $h_{rp} S'$.

Результат расчета шероховатости по формуле (6) и (7) хорошо согласуются с экспериментальными данными, приведенными в табл. 1.

Таблица 1 – Шероховатость z_0 для поверхностей с растительным покровом согласно работ [1,6,19] и расчетные величины

Тип поверхности	z_0 , см	z_0 , см по ур.(6)	LAI=A
Скошенная трава $h=3,0$ см	0,7	0,5	A=3
Равнина, редкая трава $h=10$ см	0,65	0,65	A=1,5
Скошенная трава $h=4,5$ при $u_z=6-8$ м/с	1,7	1,0	A=7
Степь с невысокой густой травой h до 5 см,	2,5	1,0	A=6
Полупустыня с отд. кустарниками h до 30 см	3,5	2,5	A=1,5
Высокая трава $h=60$ см при $1,5 \leq U \leq 6$ м/с	3,7-9,0	5-9	$2 < A < 6$
Равнина с редкой травой $h \leq 60$ см	5,0	4,0	A=1,5
Равнина с густой травой $h \leq 60$ см	9,5	8,5	A=6
Кукуруза $2 \leq h \leq 2,5$ м	25-50	22-36	$2 < A < 5$
Лиственные леса $10 \leq h \leq 15$ м	100-200	115-195	$3 < A < 10$

Например, если растительный покров высотой $3 \text{ см} \leq h_{\text{рп}} \leq 60 \text{ см}$ имеет листовой индекс $1,5 \leq \tilde{S} \leq 7$, то уровень шероховатости будет находится в пределах $0,5 \text{ см} \leq z_{0\text{рп}} \leq 9 \text{ см}$.

Для разнообразных растительных сообществ трудно найти обобщенный профиль скорости ветра, хотя различными авторами и предложено несколько аппроксимаций профиля. В большинстве случаев вертикальное распределение средней скорости ветра \bar{u}_z внутри РП представляется экспоненциальной функцией, например в работе [12], такая функция имеет следующий вид:

$$\frac{\bar{u}_z}{\bar{u}_{h_{\text{рп}}}} = \exp\left[-a_w(1 - z/h_{\text{рп}})\right], \quad (8)$$

где $\bar{u}_{h_{\text{рп}}}$ – средняя скорость ветра на уровне $z = h_{\text{рп}}$, a_w – параметр затухания, который для различных сообществ, изменяется от 1,3 до 3.

В работе [16] получен профиль в виде степенной функции

$$\frac{\bar{u}_z}{\bar{u}_{h_{\text{рп}}}} = \left[1 + a_w \left(\frac{1 - z}{h_{\text{рп}}}\right)\right]^{-2}. \quad (9)$$

Профили скорости ветра (8) и (9) используют разные предположения относительно распределения коэффициента турбулентности k_u или $S'C_D$ в РП. Функции показывают, что скорость потока затухает с глубиной РП. Однако, они не учитывают наличие слоя шероховатости почвы и шероховатости самого растительного покрова и, самое главное, не "срачиваются" с логарифмическим профилем выше верхней границы РП и не преобразуются в логарифмическое распределение при отсутствии растительности РП, когда параметр затухания стремится к нулю ($a_w \rightarrow 0$). Последнее обстоятельство дает самые серьезные основания усомниться в их достоверности.

Для описания распределения скорости ветра, в растительном покрове, следуя работам [2,8], нами использовано отношение двух логарифмических функций, одной для слоя постоянных потоков ($z \geq h_a$), другой для слоя проницаемой шероховатости (слой h_b), которые, естественно, записываются следующим образом

$$\bar{u}\{z \geq h_{\text{рп}}\} = \frac{u_*\{z \geq h_{\text{рп}}\}}{\kappa} \ln \left[\bar{h}_{\text{рп}} / r \right] \quad \text{для } z = \bar{h}_{\text{рп}}, \quad (10)$$

$$\bar{u}\{z \leq h_{\text{рп}}\} = \frac{u_*\{h_b\}}{\kappa} \ln \left[z / r \right] \quad \text{для } r \leq z \leq \bar{h}_{\text{рп}}. \quad (11)$$

Для слоя h_a выбрана фиксированная высота $\bar{h}_{\text{рп}}$, а для слоя h_b высота измерения скорости ветра z . Уровень шероховатости, определяющий высоту нулевой скорости потока, для двух распределений одинаков и находится из равенства $r = z_{0\text{рп}} + z_0$.

Так как слой h_a , граничит со слоем постоянных потоков, то при фиксированном значении высоты $\bar{h}_{рп}$ над поверхностью с заданной шероховатостью среднее касательное напряжение трения τ будет зависеть только от $\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}$ (при $\rho = \text{const}$). При движении воздуха в слое проницаемой шероховатости h_b сила, действующая на единицу площади элементов РП, определяется касательным напряжением трения τ , пропорциональным квадрату скорости u_*^2 . Следовательно, увеличение плотности препятствий увеличивает и сопротивление потоку, т.е. ведет к заметному уменьшению его скорости.

Если потери энергии за счет торможения оценить с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности растительного покрова и глубины слоя растительности, следующим образом:

$$\Phi_u = \exp\left[-\frac{\tilde{S}(h_{рп} - z)}{h_{рп}}\right] = \exp\left[-S'(\bar{h}_{рп} - z)\right], \quad (12)$$

то, отношение динамических скоростей в слоях различной плотности можно представить так

$$\frac{u_*\{z < h_{рп}\}}{u_*\{z \geq h_{рп}\}} = \Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z). \quad (13)$$

Из (12) и (13) следует, что при $S' = 0$ или $z = h_{рп}$ функция $\Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z) = 1$ и, следовательно, $u_*\{z < h_{рп}\} = u_*\{z \geq h_{рп}\}$. Отсюда нормированная скорость ветра в растительном покрове определяется отношением вида

$$\frac{\bar{u}\{z < h_{рп}\}}{\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}} = \frac{\ln(z/r)}{\ln(\bar{h}_{рп}/r)} \cdot \Phi_u \quad \text{для } r < z \leq h_{рп}. \quad (14)$$

Выше верхней границы РП, где отсутствуют какие-либо препятствия функция равна $\Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z) = 1$ и вертикальное распределение скорости ветра возвращается к логарифмическому распределению

$$\frac{\bar{u}\{z < h_{рп}\}}{\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}} = \frac{\ln(z/r)}{\ln(\bar{h}_{рп}/r)} \quad \text{для } z > h_{рп}. \quad (15)$$

В случае отсутствия слоя растительности на земной поверхности, когда $\tilde{S} = 0$, $z_{0рп} = 0$ и $r = z_0$, профиль скорости имеет вид

$$\frac{\bar{u}\{z < z_r\}}{\bar{u}\{z \geq z_r\}} = \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_r/z_0)}, \quad (16)$$

где z_r , например, выбирается как уровень измерения.

Уравнение (14) можно преобразовать, если определить скорость ветра выше растительности с помощью динамической скорости, постоянной в пределах приземного слоя, а именно:

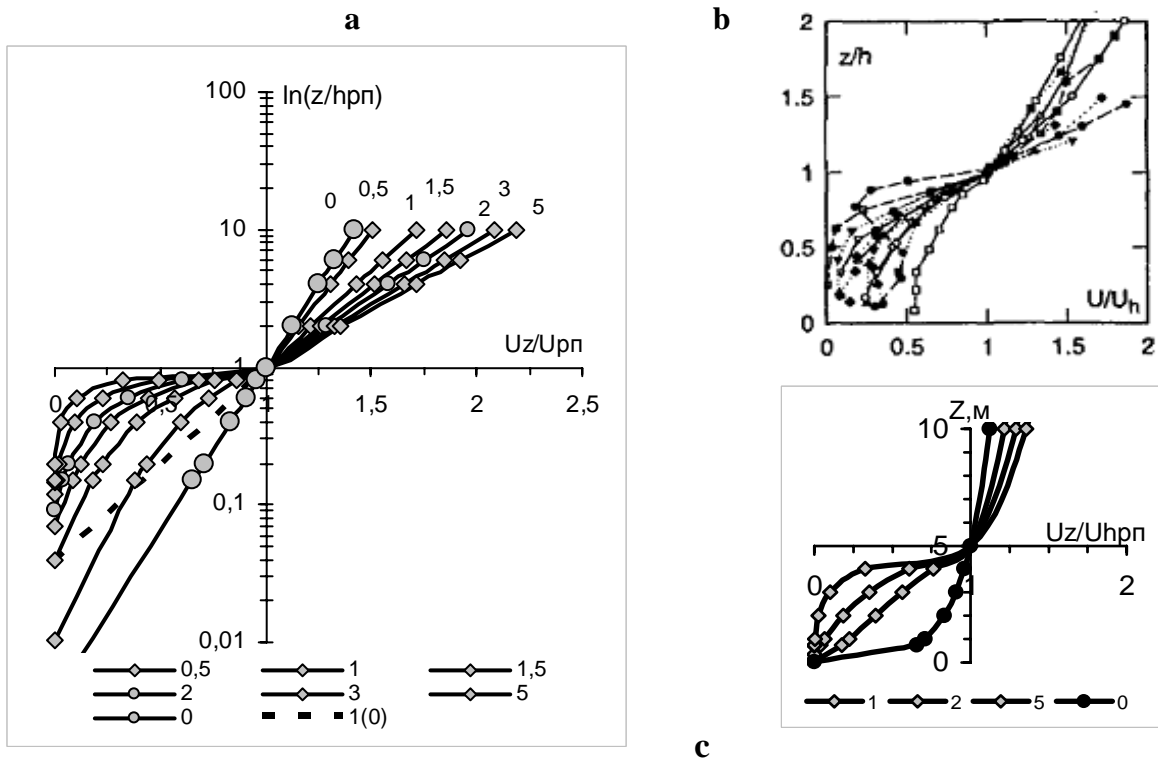
$$\bar{u}(z \geq h_{\text{рп}}) = u_* \kappa^{-1} \ln(z/r),$$

и подставить его в (14), получим уравнение для слоя РП с учетом всех его аэродинамических характеристик

$$u_{z\text{рп}} = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{r}\right) \exp\left[-S'(\bar{h}_{\text{рп}} - z)\right]. \quad (17)$$

Уравнения (14),(15) и (17) позволяют описать распределение скорости ветра как ниже, так и выше верхней границы растительного покрова, удовлетворяя при этом всем высказанным выше условиям.

На рис. 3 показано распределения скоростей ветра на высотах $z > z_{0\text{рп}}$ для слоя растительности высотой 5 м с листовым индексом (*leaf area index*) LAI от 0,5 до 5, рассчитанные по предлагаемому методу.



а – распределение скорости ветра внутри и выше слоя РП при различной плотности LAI. Цифры рядом с линиями соответствуют индексу LAI. Линия “0” – профиль скорости ветра без растительности. Шкала высот $\ln(z/h_{\text{рп}})$; б – фактические профили скорости ветра в различных растительных сообществах согласно [10]; в – профили скорости ветра с линейными масштабами осей, высота растительности $h_{\text{рп}} = 5$ м.

Рис. 3 – Профили нормированной скорости ветра $u_{z\text{рп}}/\bar{u}_{h\text{рп}}$ в растительности.

На рис. 3(a,b,c) представлены профили скорости ветра, рассчитанные по формулам (14),(15) и (17) при различных величинах LAI. Шкала безразмерных высот построена в логарифмическом масштабе. Когда растительный покров отсутствует LAI=0, профиль ветра определяется только шероховатостью $z_0 = 0,02$ м. В слое растительности скорость ветра быстро затухает. В плотных растительных сообществах, например, когда $LAI \geq 5$ движение воздуха практически отсутствует. На рис. 3b показаны результаты измерений скорости ветра для различных растительных сообществ от лесов до зерновых культур, опубликованные в работе [10]. Видно хорошее качественное соответствие вертикальных распределений отношений скоростей ветра $U/U_{h_{pp}}$ между расчетными данными (рис.3a) и измеренными (рис.3b).

Коэффициент сопротивления растительного покрова можно определить по наклону прямой линии, выравнивающей логарифмический профиль ветра над растительным покровом (рис.3a). Наклон профиля равен показателю κ/u_* экспоненциальной функции, аппроксимирующей вертикальный профиль скорости ветра в координатах $\ln(z/h_{pp})$, \bar{u}_z/\bar{u}_h , а именно:

$$z = z_{0pp} \cdot \exp\left(\bar{u}_z \kappa / u_*\right)$$

или

$$C_D = \frac{u_*}{\bar{u}_h} = \frac{\kappa}{\ln(h_{pp}) - \ln(r)},$$

где u_z , u_h – скорость ветра на различных высотах z в слое и границе РП соответственно, r – шероховатость поверхности с растительностью.

Коэффициент C_D зависит от отношения h_{pp}/z_{0pp} и растет до критических значений плотности слоя проницаемой шероховатости. Экстремальная величина C_D по нашим данным составляет $\sqrt{C_D} \approx 0,33$, что согласуется с оценкой [10] $\sqrt{C_D} \approx 0,4$. Сопротивление потоку внутри слоя растительности зависит от удельной поверхности листьев, например, если $LAI = 5$, то $\sqrt{C_D} \approx 2,0$, что также близко к известным оценкам этого коэффициента.

Рассмотренные аэродинамические характеристики растительного покрова, применены нами при расчетах турбулентных потоков тепла H и влаги E над поверхностями с растительным покровом [3, 8].

Выводы. Исследуется распределение средних скоростей ветра в растительном покрове. Найдена новая аппроксимация для функции z_{0pp}/h_{pp} , которая растет с ростом плотности элементов растительности. Расчетная шероховатость хорошо согласуется с экспериментальными данными. Распределения скорости ветра в растительности находится из отношения двух логарифмических функций, первой для слоя постоянных потоков, второй для слоя проницаемой шероховатости. Потери энергии при торможении потока оцениваются с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности покрова и глубины слоя растительности. Уравнения позволяют описать профили скорости ветра как ниже, так и выше верхней границы растительности, согласуясь с распределением скорости ветра в приземном слое. Уравнение для профиля ветра будут использованы в задачах рассеяния примесей в атмосфере.

Список литературы

1. Дубов А.С., Быкова Л.П., Марунич С.В. Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 184 с.
2. Волошин В.Г., Шурда К.А. Профили ветра в растительном покрове // Метеорология, климатология и гидрология.—1995. — Вып.32.— С.125-136.
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. Гаев Е.А., Цымбал В.С., Никитин И.К. Об особенностях взаимодействия приземного пограничного слоя атмосферы с крупномасштабной брызгальной системой охлаждения тепловой электростанции // Тр. УкрНИГМИ.—1986.— Вып.216.— С.69-75.
5. Константинов А.Р., Федоров С.Ф. Опыт применения градиентных мачт для определения испарения и теплообмена в лесу // Труды ГГИ. —1960. —Вып. 81. — С. 91-105.
6. Орленко Л.Р. Строение планетарного пограничного слоя.— Л.: Гидрометеиздат, 1979. —270 с.
7. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 210 с.
8. Степаненко С.Н. Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса.: ТЭС, 2001.— 280 с.
9. Britter R., Hanna S. Flow and Dispersion in Urban Areas // Annual Review of Fluid Mechanics. —2003. —V. 35.— P. 469-496.
10. Baldocchi D. Biometeorology, Wind and Turbulence, Canopy Air Space: Observations and Principles. — Berkeley.: University of California, 2008.—220 p.
11. Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications.: D. Reidel Publ. Co, 1982.—320 p.
12. Cionco R. A wind-profile index for canopy flow // Boundary-Layer Meteo.—1972.—V.3.— p.255-263.
13. Inoue E. On the turbulent structure of the airflow within crop canopies // J.Met.Soc.Japan.— 1963.— Ser.2, —V.41.— P.317-326.
14. Finnigan J. Turbulence in Plant Canopies // Ann. Review Fluid Mech. — 2000.— V.32.—P.519 -571.
15. Raupach M. Canopy transport processes. Flow and Transport in the Natural Environment.: ed. W.L. Steffen and O.T., 1988. —220 p.
16. Shaw R. Wind movement within canopies // In Biometeorology in Integrated Pest Management.— ed. J. Hatfield. Academic Press.— 1982. — V.5.— P. 17-41.
17. Lee X. Air motion within and above forest vegetation in non-ideal conditions // Forest Ecology and Management.—2000. — V.35.— P.3-18
18. Seginer I. Mulhearn P., Bradley E., Finnigan J. Turbulent flow in a model plant canopy // Boundary-Layer Meteorology.— 1976.—V. 10.—P. 423-453.
19. Wieringa J. Estimation of mesoscale and local-scale roughness for atmospheric transport modeling // Air.Pollut. model and Appl. 1. Proc. 11th Int. Techn. Meet. —Amsterdam, —1980.— P.279-295.

Профілі швидкості вітру в шарі проникної шорсткості . Степаненко С.Н., Волошин В. Г.

Досліджується розподіл середніх швидкостей вітру в рослинності (РП), яка розглядається як шар “проникної шорсткості”. Запропонована нова формула, яка дозволяє визначити шорсткість рослинності з урахуванням її щільності. Знайдені нові формули для профілю вітру в рослинності, які враховують наявність шорсткості рослинного покриву та ґрунту. Втрати енергії потоку в РП оцінюються за допомогою функції, залежної від щільності елементів РП.

Ключові слова: шорсткість рослинного покриву, швидкість вітру в рослинності.

Speed of wind are in the layer of vegetation. Stepanenko S., Voloshin V.

The speeds of wind are examined in a vegetable cover. New approximation is offered for a function z_{0rp} / h_{rp} which allows to define the roughness of vegetation in consideration of leaf area density. New formulas are found for the type of wind in a vegetation, which take into account the presence of roughness vegetable cover. The losses of energy of current of air are estimated by an exponential function which depends on the leaf area density.

Keywords: roughness of vegetation canopy, speed of wind of Canopy Air Space

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Выявлены основные особенности статистической структуры полей общего содержания озона (ОСО) в западном секторе южного полушария. Получены главные компоненты этих полей. Показаны особенности временной изменчивости компонент ОСО в атмосфере во второй половине XX столетия. Определены статистически значимые скрытые периодичности и трендовые составляющие во временных рядах главных компонент.

Ключевые слова: общее содержание озона, структура, поля, главные компоненты, периодичности.

Вступление. Одной из проблем глобального характера в настоящее время является проблема озонового слоя Земли. Суть её состоит в том, что, как было установлено во второй половине прошлого столетия, происходит периодическое истощение концентрации озона в озоносфере с образованием так называемых «озоновых дыр». Это явление особо ярко проявляется в Антарктике и прилегающих регионах. Причины и механизмы глобального истощения озонового слоя, поглощающего, как известно, основную часть ультрафиолетового излучения Солнца, до сих пор не выяснены, хотя имеется ряд сформулированных на этот счет гипотез. Это является причиной появления широкого круга исследований, относящихся к озоносфере [1 - 5].

Благодаря развитию спутниковых измерений концентрации общего содержания озона (ОСО) появилась возможность сформировать статистическую совокупность полей этой характеристики озона, что, в свою очередь. Позволяет произвести детальные исследования статистической структуры этих полей. До сих пор сведения о глубоких исследованиях этой проблемы в литературе отсутствуют.

В настоящее время принято считать, что изменения концентрации ОСО осуществляется за счет фотохимических реакций при поглощении квантов жёсткого солнечного излучения атмосферными газами в стратосфере, с одной стороны, и под действиями динамических процессов в атмосфере, с другой. Большое внимание влиянию атмосферных процессов на озоновый слой уделено в монографии [1].

Установлению детальных характеристик статистической структуры полей ОСО позволит, как нам представляется, установить их взаимосвязи с соответствующими характеристиками полей геопотенциальных высот, а следовательно изучить особенности влияния динамических факторов на процессы формирования полей ОСО.

Материалы и методы исследований. В качестве исходной информации были использованы данные ре-анализа ERA – 40 полей ОСО, заданные в узлах регулярной сетки точек $2,5^\circ$ на $2,5^\circ$, в секторе ограниченном по широте от Южного полюса до 20° ю.ш. и меридианами $0 - 120^\circ$ з.д., за период с 1958 г по 2002 г для каждого месяца года. В рассматриваемый сектор входит Антарктический полуостров, на котором располагается украинская антарктическая станция «Академик Вернадский».

Поля исследуемых физических величин в атмосфере формируются под воздействием атмосферных процессов разных масштабов: процессов макромасштаба, синоптического масштаба, мезомасштаба и процессов еще более мелкого масштаба. В результате эта информация приобретает шумовую компоненту, обусловленную мелкомасштабными флуктуациями, погрешностями измерений и первоначальной обработкой результатов наблюдений. Часто появляется необходимость, в зависимости

от характера задачи, сосредоточить внимание на процессах крупных масштабов и не учитывать составляющие, которые обусловлены влиянием процессов мелкого масштаба.

Для решения таких задач, эффективным является применение компонентного анализа [6] (в литературе иногда называют методом «эмпирических ортогональных функций»), который заключается в том, что проводится параметризация состава факторов, то есть в модели используются новые величины, являющиеся линейными комбинациями исходных данных. Новые факторы должны быть взаимно некоррелированными (ортогональными) и чтобы при возможно меньшем их количестве учитывалась значимая часть изменчивости исходных величин. Компонентный анализ применяется, также при решении задачи сжатия информации (значительное сокращение количества информации при сохранении основного ее содержания) и задачи фильтрации исходной информации. Ниже рассмотрим краткое его содержание.

Результаты исследований и их анализ. Корреляционный и компонентный анализ полей ОСО. На основе исходных данных были сформированы матрицы для каждого месяца

$$X = (x_{ij})_{n \times m}, \quad (1)$$

где n – количество узлов регулярной сетки точек, в которых заданы значения ОСО;

m – количество полей в каждом месяце ($m = 44$).

После расчета средних полей, было произведено центрирование матриц исходных данных ΔX и расчет матриц ковариаций

$$K_x = \frac{1}{m} \Delta X \Delta X', \quad (2)$$

где (') – операция транспонирования матриц.

На главной диагонали матрицы K_x располагаются дисперсии ОСО в соответствующей точке поля. На основе $diag K_x$ строится диагональная матрица среднеквадратических отклонений σ . Обратная матрица от нее σ^{-1} определяется таким образом

$$\sigma^{-1} = \left\{ \frac{1}{\sigma_{x_{ij}}} \right\}. \quad (3)$$

Матрица корреляции для множества числа m полей, которые рассматриваются, равняется

$$R_x = \sigma^{-1} K_x \sigma^{-1}. \quad (4)$$

Матрица корреляции содержит информацию о полях корреляций с полюсами корреляций в тех узлах сетки, для которых номер столбца матрицы совпадает с номером строки. Анализ полей корреляции дает возможность сделать вывод о квазиоднородности и квазиизотропности исследуемых полей. Подробный анализ полей средних значений, среднеквадратических отклонений и полей корреляций ОСО содержится в работе [7].

В дальнейшем на основе матриц ковариаций был проведен компонентный анализ [6], который позволяет выявить важные особенности структуры и динамики крупномасштабных атмосферных процессов. Основное уравнение полной проблемы собственных значений имеет вид

$$K_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (5)$$

где λ_i - i -тое собственное значение;

W_i - соответствующий ему i -тый собственный вектор.

Матрица собственных векторов

$$W = \{W_{ij}\}_{n \times n} \quad (6)$$

(i – определяет номер компоненты, а j – номер вектора) является ортогональной, то есть

$$WW' = W'W = E, \quad (7)$$

где E – единичная матрица.

В ортогональном базисе W проводится разложение совокупности центрированных полей ОСО ΔX

$$W' \Delta X = Z, \quad (8)$$

где $Z = \{Z_{ij}\}_{n \times m}$ – матрица компонент полей в базисе W .

Поскольку базис, который определяется матрицей W является ортогональным, компоненты Z_i i -того поля имеют свойство независимых или ортогональных случайных величин.

Собственные значения $\lambda_i (i = \overline{1, n})$ являются дисперсиями $\sigma_{Z_i}^2$ ортогональных компонент исследуемых полей.

Как было показано выше, n - мерные матрицы ковариаций случайных физических величин дают возможность получить систему ортонормированных собственных векторов $W_i (i = \overline{1, n})$, которые в совокупности представляют базис n - мерного евклидова пространства, и соответствующих им собственных значений $\lambda_i (i = \overline{1, n})$. Это позволяет произвести разложение n - мерных векторов – полей физической величины в указанном базисе, которое дает соответствующую совокупность ортогональных компонент этих полей. Анализ собственных значений λ_i , позволяет из системы ортогональных компонент выделить главные компоненты, то есть те, дисперсии которых исчерпывают большую долю суммарной дисперсии полей, и, следовательно, которые отражают наиболее значимую информацию о преобразовании структуре полей рассматриваемой физической величины. Относительные значения (по отношению к суммарной дисперсии) дисперсий первых трёх ортогональных компонент полей ОСО

$$\eta = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2} \quad (i = 1, 2, 3) \quad (9)$$

приводятся на рис. 1, из которого следует, что преобладающую долю суммарной дисперсии исчерпывает первое собственное значение. На его долю приходится от 82 до 53% суммарной дисперсии полей ОСО, в то время как второму собственному значению соответствует от 6 до 18%, а третьему – всего лишь от 3 до 9%. Таким образом, основную информацию об особенностях процессов формирования полей ОСО в западном секторе южного полушария несут в себе первые два собственных вектора, а следовательно и первые две ортогональные компоненты полей ОСО, то есть две главные компоненты. Прежде всего, проанализируем собственные значения и собственные векторы.

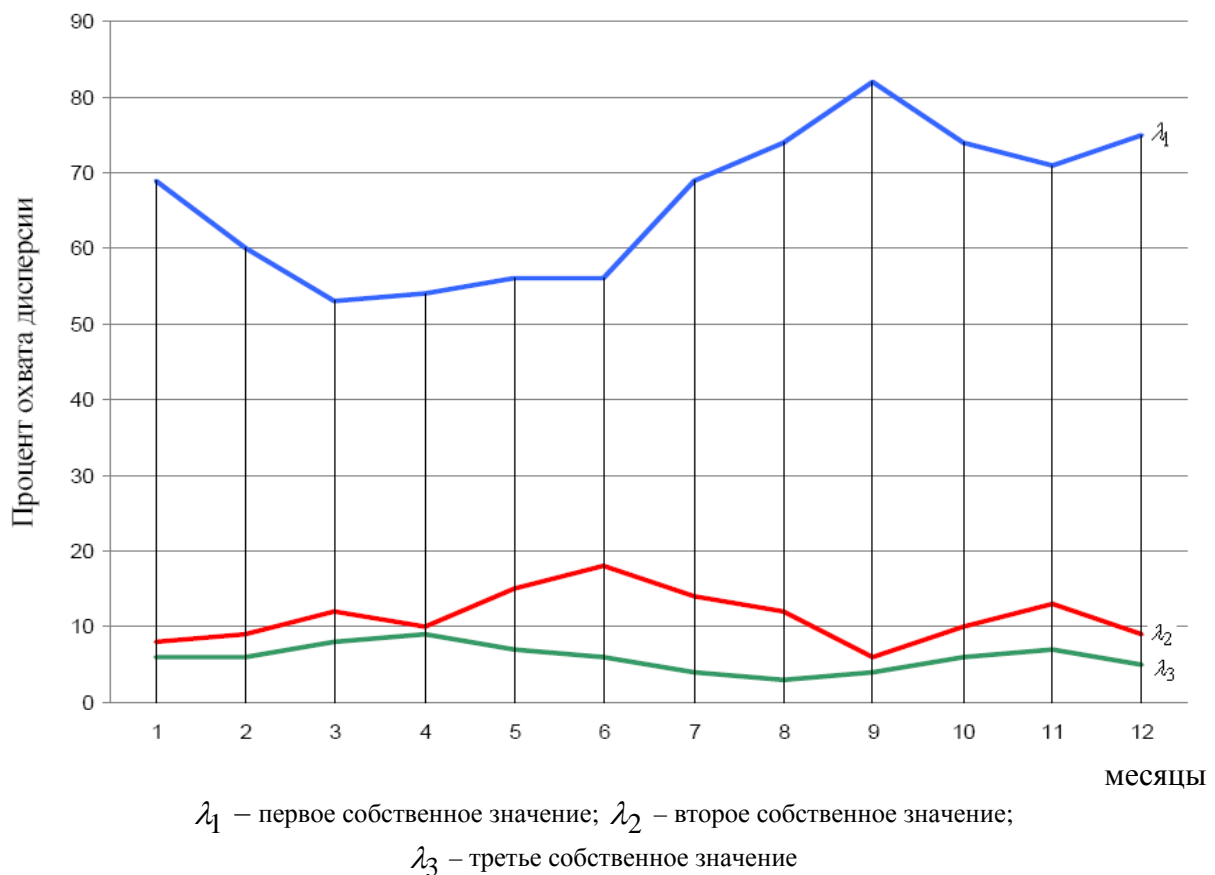


Рис. 1 – Процент охвата суммарной дисперсии первым, вторым и третьим собственными значениями общего содержания озона в западном секторе (0 – 120° з.д.) южного полушария.

Как следует из рис. 1 наблюдается хорошо выраженный временной ход первых двух собственных значений: наименьшие величины первого собственного значения приходится на период осени и начала зимы, а наибольшие в зимне-весенний период. Самые большие величины второго собственного значения имеют место в месяцы зимы. Из этого следует, что особенности формирования полей ОСО в указанный период года определяются более крупномасштабными процессами, чем в осенний сезон. Эти

процессы, надо полагать, должны найти отражение в полях первых двух собственных векторов, которые соответствуют рассмотренным выше собственным значениям.

Поля первого собственного вектора имеют большое сходство с соответствующими полями среднеквадратических отклонений. В качестве примера на рис. 2 приводятся поля первых собственных векторов для января и июля. Это сходство объясняется тем, что, как было показано, большую часть суммарной дисперсии исчерпывают первые собственные значения, а поля соответствующих им собственных векторов отражают этот факт.

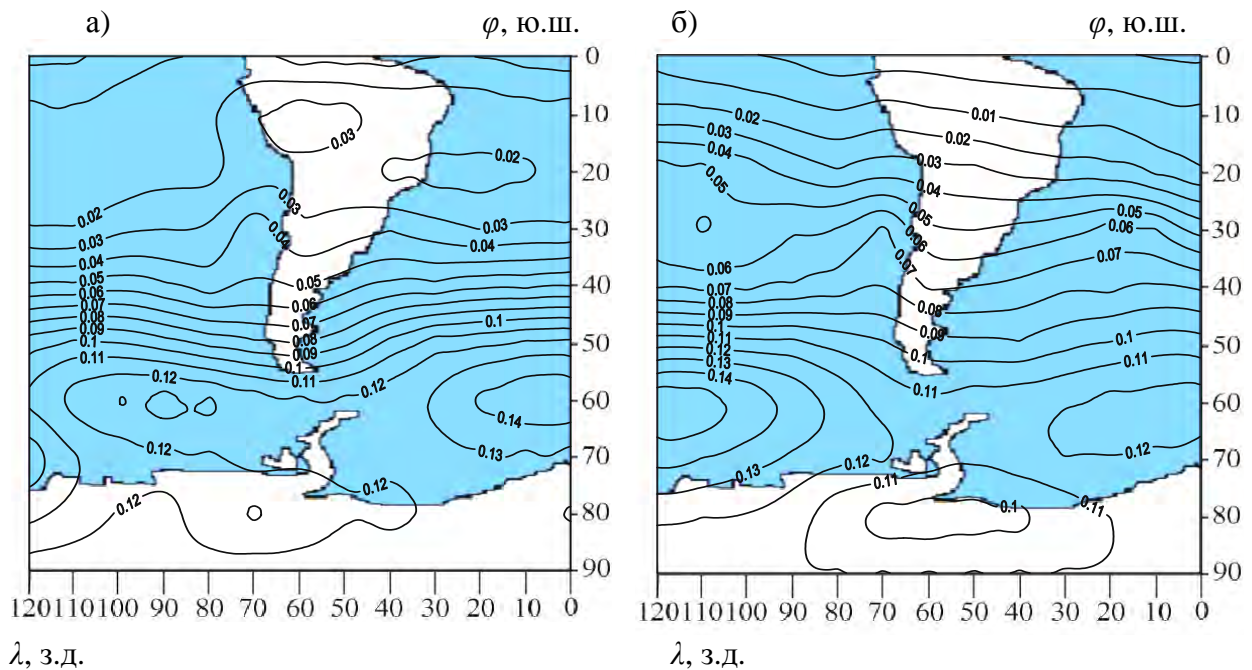


Рис. 2 – Поля первого собственного вектора ОСО (январь) (а) и (июль) (б).

Вторые собственные векторы характеризуют более мелкомасштабные процессы формирования полей ОСО, поскольку соответствующие им собственные значения обуславливают менее 20% суммарной дисперсии полей ОСО.

Поля второго собственного вектора обладают рядом особенностей. Во-первых, во все месяцы они содержат лишь одну переменную знака, т.е. разделяются на области положительных и отрицательных значений. Это является свидетельством хорошей обусловленности матриц ковариаций полей ОСО. Во-вторых, имеет место отчетливо проявляющаяся трансформация структуры этих полей. В январе наблюдается хорошо выраженная пучность в юго-западной части рассматриваемого региона, охватывающая часть материка с Антарктическим полуостровом и примыкающую акваторию южной части Тихого океана, а остальная часть региона охвачена отрицательными значениями с центром над приэкваториальной акваторией южной Атлантики (рис. 3, а). В осенние месяцы (рис. 3, б) область положительных значений постепенно перемещается на северо-восток и расширяется по площади, так что к зиме (рис. 4, а) формируется пояс положительных значений компонент второго собственного вектора с осью на $40 - 45^\circ$ ю.ш., а над побережьем Антарктиды и прилегающим морям (море Беллингаузена, море Уэдделла) располагается зона с отрицательными их значениями. В течение весны зона положительных значений вновь постепенно перемещается к юго-западу, в ней усиливаются градиенты, так что к середине (рис. 4, б) и к концу весны – началу лета формируется область положительных значений координат второго

собственного вектора, охватывающая южную акваторию Тихого океана, южную часть Южной Америки, большую территорию прибрежной Антарктиды. Эта область отличается очень большими горизонтальными градиентами второго собственного вектора, то есть второй ортогональной функции.

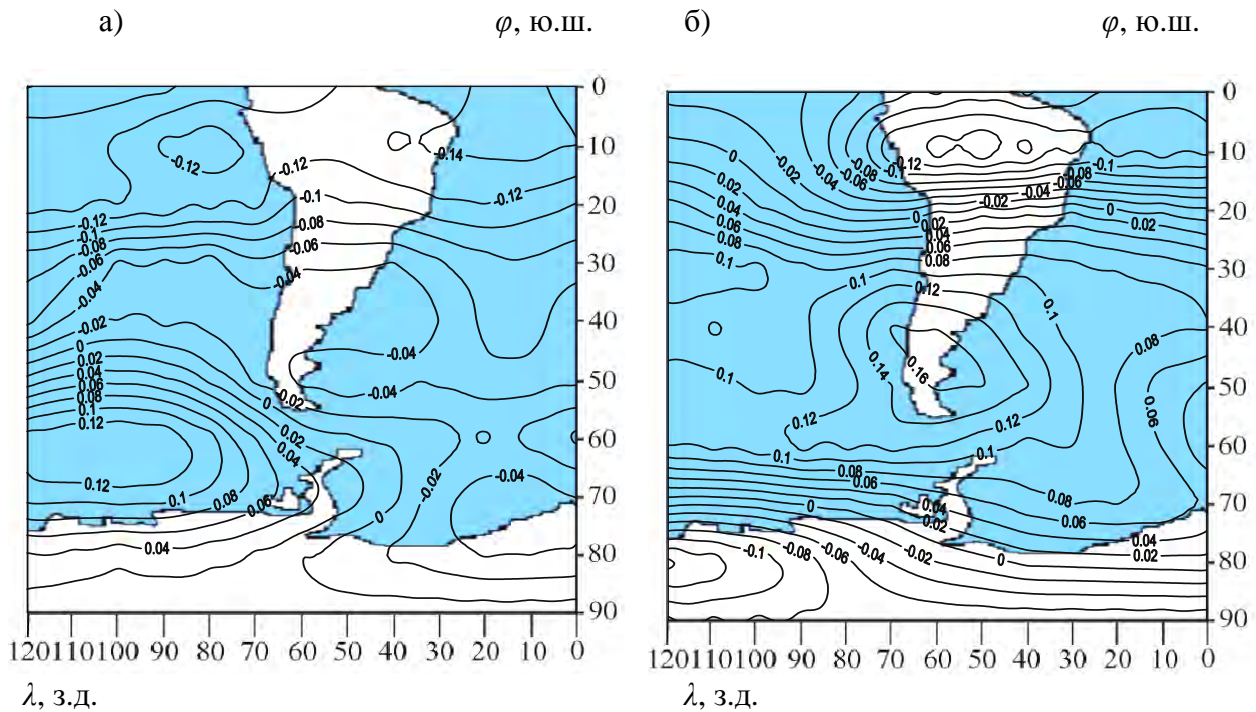


Рис. 3 – Поля второго собственного вектора ОСО (январь (а) и март (б)).

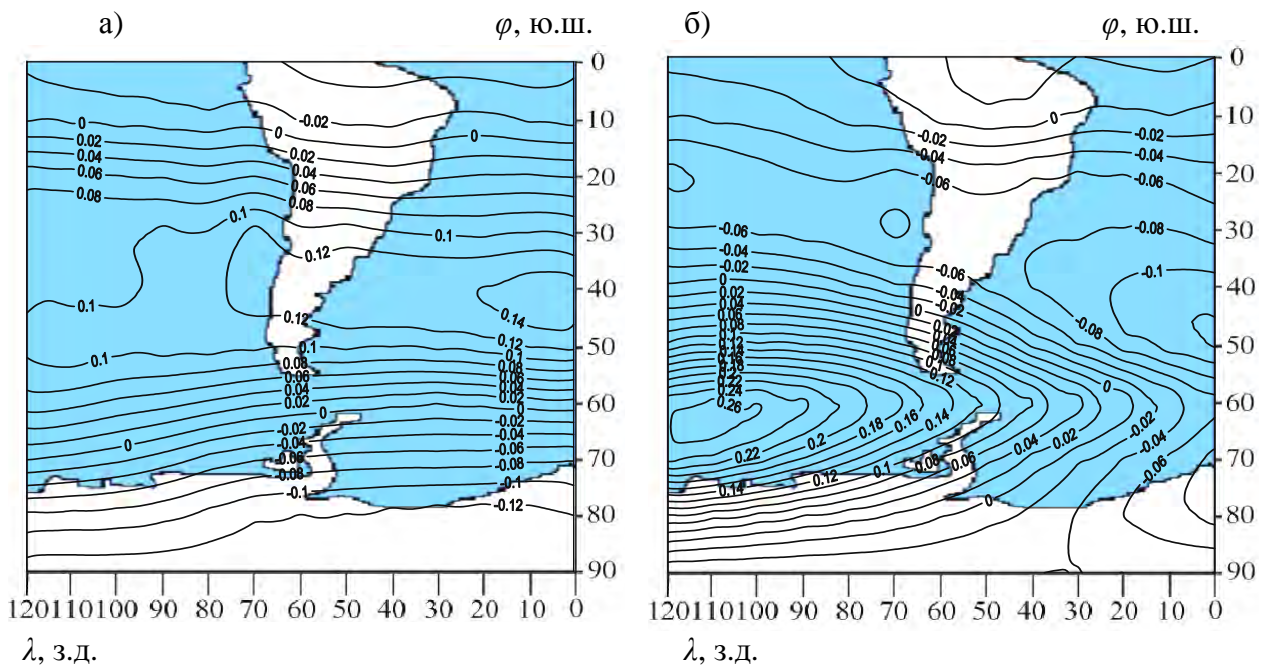


Рис. 4 – Поля второго собственного вектора ОСО (июль (а) и октябрь (б)).

Следует отметить, что такая структура полей второго собственного векторов, формирующаяся в период конца зимы и весной, совпадает с отмечающимся периодом весеннего минимума содержания озона в высоких широтах Южного полушария.

Статистическая структура временных рядов главных компонент полей ОСО. Путем ортогонального преобразования полей ОСО в базисе собственных векторов были получены ортогональные компоненты полей ОСО. Показано, что более 80% суммарной дисперсии полей исчерпывают первые три собственные значения, а, следовательно, основная информация об особенностях статистической структуры полей и особенностях ее формирования содержится в трех главных компонентах. Поскольку ортогональному преобразованию подвергалось каждое поле среднемесячных значений ОСО, то это позволило сформировать временные последовательности $Z_1(t)$, $Z_2(t)$ и $Z_3(t)$ с месячной дискретностью объемом 540 значений для каждой из указанных главных компонент. Временные ряды первых двух главных компонент полей ОСО представлены на рис. 5 и 6. Они свидетельствуют о том, что временные ряды главных компонент содержат трендовые и периодические составляющие, на которые накладываются случайные возмущения. Прежде всего, произведем выделение скрытых периодичностей в указанных временных рядах.

Для функции $Z(t)$, определенной на интервале $[-\tau, \tau]$ и имеющей конечное число точек разрыва первого рода справедливым является преобразование Фурье, с помощью которого можно отфильтровать значимые периодичности [6].

Функцию $Z(t)$ можно представить в виде суперпозиции простых гармоник

$$Z(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (10)$$

где A_k амплитуда k -той гармоники; ω_k - ее частота; φ_k - начальная фаза.

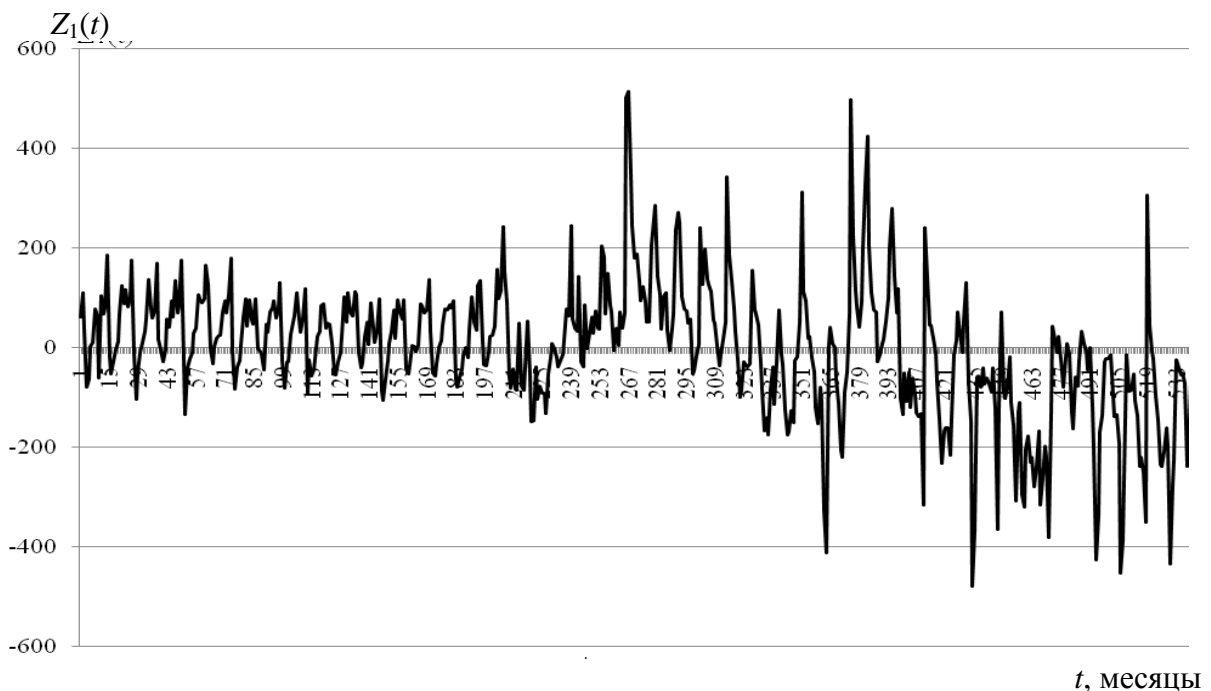


Рис. 5 – Временной ряд первой главной компоненты полей ОСО.

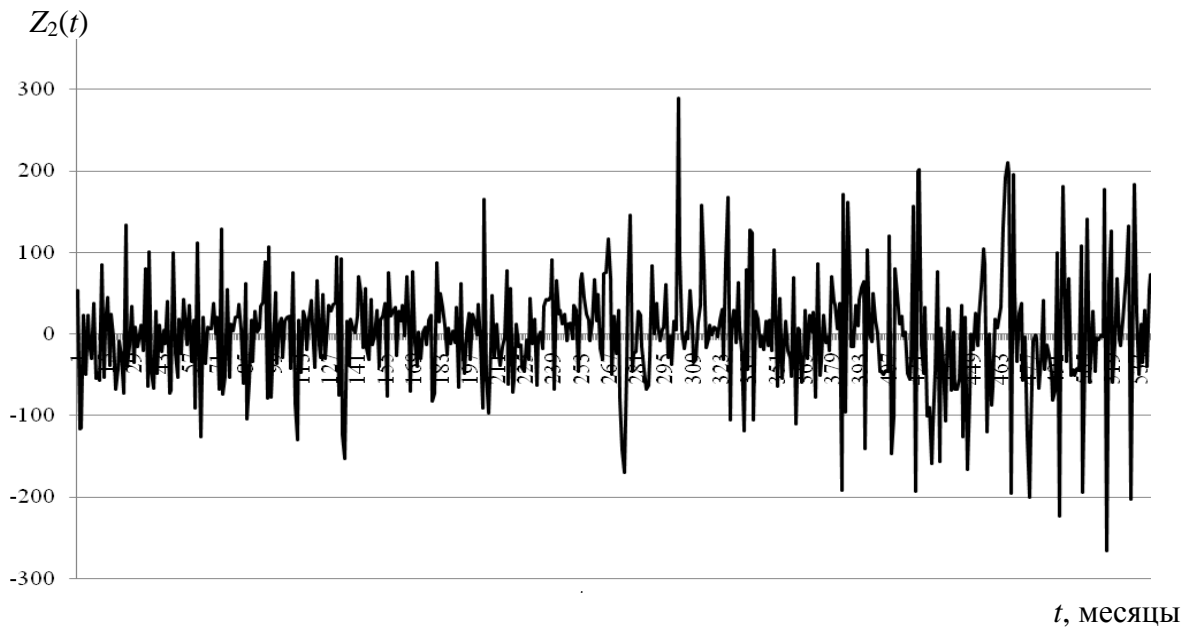


Рис. 6 – Временной ряд второй главной компоненты полей ОСО.

Результаты расчетов дали возможность получить амплитудно-частотные характеристики $A(\omega_k)$ для каждого из процессов $Z_i(t)$ ($i = 1, 2, 3$). При этом, считались значимыми с вероятностью $p = 0.68$ периодичности с частотой ω_k , амплитуды для которых выходят за уровень значений $\bar{A} + \sigma_A$, где \bar{A} - средние значения амплитуд суперпозиции (10), а σ_A - их среднеквадратическое отклонение. Для каждого значимого колебания с частотой ω_k были рассчитаны периоды T_k и начальные фазы φ_k . В качестве примера на рис. 7 представлена амплитудно-частотная характеристика для первой главной компоненты, а характеристики выявленных периодичностей у первых трёх ортогональных компонент в табл. 1. Как следует из табл. 1, во временных рядах главных компонент полей ОСО скрыты статистически значимые периодичности.

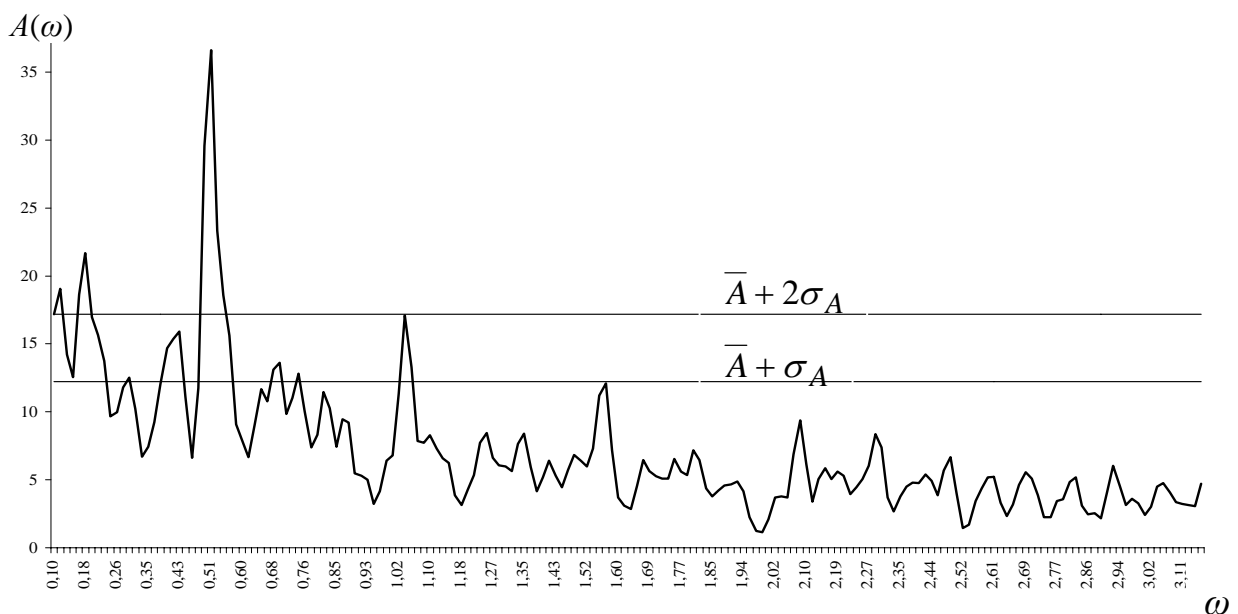


Рис. 7 – Амплитудно-частотная характеристика первой главной компоненты ОСО.

Таблица 1 – Скрытые периодичности в временных рядах главных компонент полей общего содержания озона

к	ω_k , месяц ⁻¹	T_k , месяц	T_k , год	A_k , Е.Д.
Первая главная компонента				
6	0,112	56,075	4,7	19,039
10	0,179	35,108	2,9	21,657
17	0,296	21,222	1,8	12,533
30	0,514	12,235	1,0	36,596
41	0,698	9,007	0,8	13,623
44	0,748	8,403	0,7	12,806
61	1,032	6,088	0,5	17,113
Вторая главная компонента				
5	0,095	65,915	5,49	8,589
30	0,514	12,235	1,02	10,469
34	0,58	10,825	0,90	7,53
61	1,032	6,088	0,51	13,274
124	2,086	3,012	0,25	16,154
Третья главная компонента				
3	0,062	101,563	8,46	5,85
30	0,514	12,235	1,02	6,203
34	0,58	10,825	0,90	5,223
57	0,965	6,51	0,54	5,163
62	1,049	5,991	0,50	12,28
93	1,567	4,009	0,33	5,47
124	2,086	3,012	0,25	4,633

В первой и второй главных компонентах наибольшие амплитуды колебаний, как свидетельствуют соответствующие амплитудно-частотные характеристики и данные табл. 1, приходится на периоды 5-6 лет. Кроме того, во временном ряду первой главной компоненты обнаруживаются квазитрехлетняя, двухгодичная, годовая и полугодовая периодичности. Годовые и полугодовые цикличности, а также цикличности сезонного характера имеют место во временных рядах второй и третьей главных компонент. Обращает на себя внимание наличие в третьей главной компоненте колебания с квазидевятилетним периодом, который близок к наблюдающимся в атмосферных и океанических процессах так называемой декадной осцилляции.

Анализ периодичностей, выявленных во временных рядах главных компонент полей ОСО дает основания проводить их сглаживание с целью определения содержащихся в них трендовых компонент. Оператором сглаживания является скользящее осреднение, с периодом, который соответствует одной из периодичностей, содержащейся во временном ряду. При этом, как известно, в сглаженном временном ряду проявляются, кроме трендов, колебания с периодом, равным выбранному исследователем периодом сглаживания, если они имеют место, и периодичности с большим периодом, а более мелкие колебания отфильтровываются. От выбранного периода сглаживания зависят фильтрующие качества оператора сглаживания. Чем меньше период сглаживания, тем большей является реакция фильтра, но тем хуже его фильтрующие качества, и на оборот. Указанные особенности скользящего осреднения приводят к тому, что при очень большом периоде сглаживания из детерминированной основы процесса отфильтровывается определенная часть периодических компонент, которая переходит в случайную компоненту процесса. Если же период сглаживания мал, часть случайной компоненты процесса переходит в детерминированную основу, а оставшаяся часть случайной компоненты приобретает свойства «белого шума».

Оператор скользящего осреднения имеет вид

$$Z(t_k) = \frac{1}{l} \sum_{i=k-\frac{l}{2}}^{k+\frac{l}{2}} \alpha_i Z(t_i), \quad (11)$$

где l - длина отрезка осреднения (количество точек, по которым проводится сглаживание); k - середина отрезка сглаживания; α_i - весовой множитель i -той точки.

В качестве весового множителя использовалось выражение

$$\alpha_i = 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{l}. \quad (12)$$

Оператор (11) с таким весовым множителем называют косинус-фильтром [6].

Период сглаживания l при сглаживании исходных временных рядов выбран, в соответствии с изложенными выше рекомендациями, длиной отрезка, соответствующего 4 годам ($l = 48$ точек).

Сглаженные ряды дают возможность проследить как происходило изменение структуры полей ОСО во второй половине XX и в начале XXI столетий. При этом еще раз подчеркнем, что первая главная компонента отражает наиболее крупномасштабные особенности структуры этих полей.

Сглаженные ряды первой главной компоненты приводятся для центральных месяцев сезонов южного полушария на рис. 8.

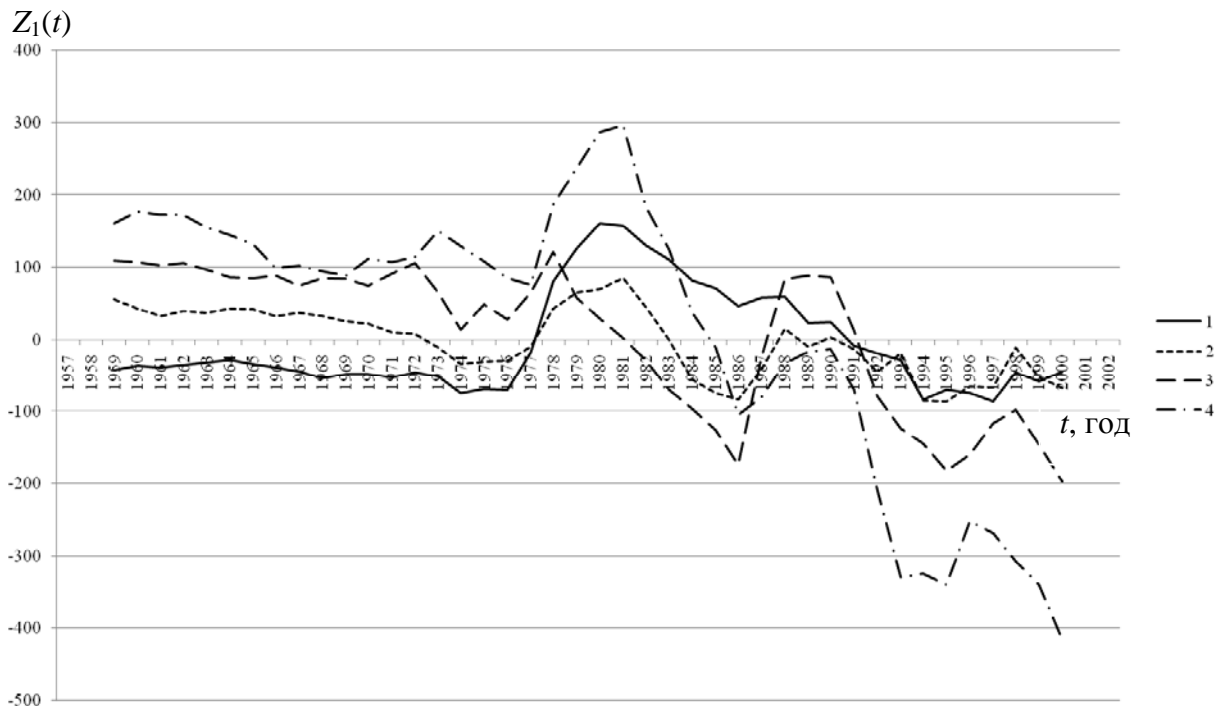


Рис. 8 – Сглаженный ряд первой главной компоненты ОСО в январе (1), апреле (2), июле (3) и октябре (4).

В месяцы лета (рис. 8) до 1976 г. первая главная компонента с 1960 г. имеет небольшие отрицательные значения. Затем происходит резкий ее рост и в течении 4-5 лет она уже превышает 150 единиц Добсона (Е.Д.). После 1976 г. происходит быстрое ее уменьшение и к концу рассматриваемого периода первая главная компонента полей ОСО достигает минус 30-50 Е.Д. Картина временной изменчивости первой главной компоненты типична для всех месяцев летнего сезона.

Столь быстрый рост, а затем падение первой главной компоненты невозможно объяснить увеличением точности измерений ОСО за счет развития спутниковых систем наблюдения, поскольку указанный феномен изменения крупномасштабной компоненты полей ОСО существует в течение около 40 лет. По-видимому, нужно искать какой-то иной фактор, который привел к такому скачкообразному изменению крупномасштабных характеристик полей ОСО. Можно полагать, что таким фактором является изменение циркуляционных процессов в стратосфере во второй половине XX века, что сказалось на условии поступления озона в стратосферу из тропического «резервуара».

Объективность существования указанного максимума в 80-е годы прошлого столетия подтверждают и графики сглаженных временных рядов первой главной компоненты в месяцы осеннего сезона (март-май). Иллюстрацией этого является рис. 8 (апрель). Кроме того, из него следует, что в месяцы осени в течение рассматриваемого периода формируется все более отчетливый тренд постепенного падения наиболее крупномасштабной составляющей полей ОСО, на фоне которого хорошо проявляется квазидвухлетнее колебание с уменьшающейся амплитудой. Отмеченная структура временных рядов первой главной компоненты наблюдается в месяцы зимы (июль) и весны (рис. 8, октябрь). Лишь в ноябре – месяце поздней весны Южного полушария – структура временного ряда первой главной компоненты полей ОСО перестраивается и становится подобной структуре летних типов.

Поскольку вклад дисперсии второй главной компоненты, как показано выше, составляет около 20 % суммарной дисперсии полей ОСО лишь в зимние месяцы, т.е. в период с мая по август, а в остальные месяцы ее вклад незначителен, рассмотрим структуру сглаженных рядов второй главной компоненты полей ОСО только в эти месяцы. Они представлены на рис. 9. Видно, что в мае с середины 60-х, а в июне с середины 70-х годов в течение всего рассматриваемого периода наблюдается тренд уменьшения второй главной компоненты полей ОСО, на который накладываются хорошо выраженные колебания с периодом 8-10 лет (рис. 9 май, июнь). В дальнейшем структура временного ряда меняется. В июле тренд падения в 1983 г. меняется на тренд роста (рис. 9 июль). В августе появляется непрерывный тренд роста (рис. 9 август). Как в июле, так и в августе на указанные тренды налагаются хорошо выраженные колебания с периодом 8-10 лет.

Как указывалось выше, вторая главная компонента отражает влияние процессов более мелкого масштаба на формирование структуры полей ОСО. Поскольку в зимний сезон в умеренных и высоких широтах развивается интенсивная циклоническая деятельность в тропосфере, которая распространяется и в нижнюю стратосферу [1], по-видимому структура второй главной компоненты обусловлена именно этими процессами.

После исключения из временных рядов детерминированной основы (трендовой компоненты и длинноволновых колебаний) были получены временные последовательности квазистационарных приращений первых трех компонент полей ОСО. Для каждой из них с помощью быстрого преобразования Фурье были рассчитаны энергетические спектры.

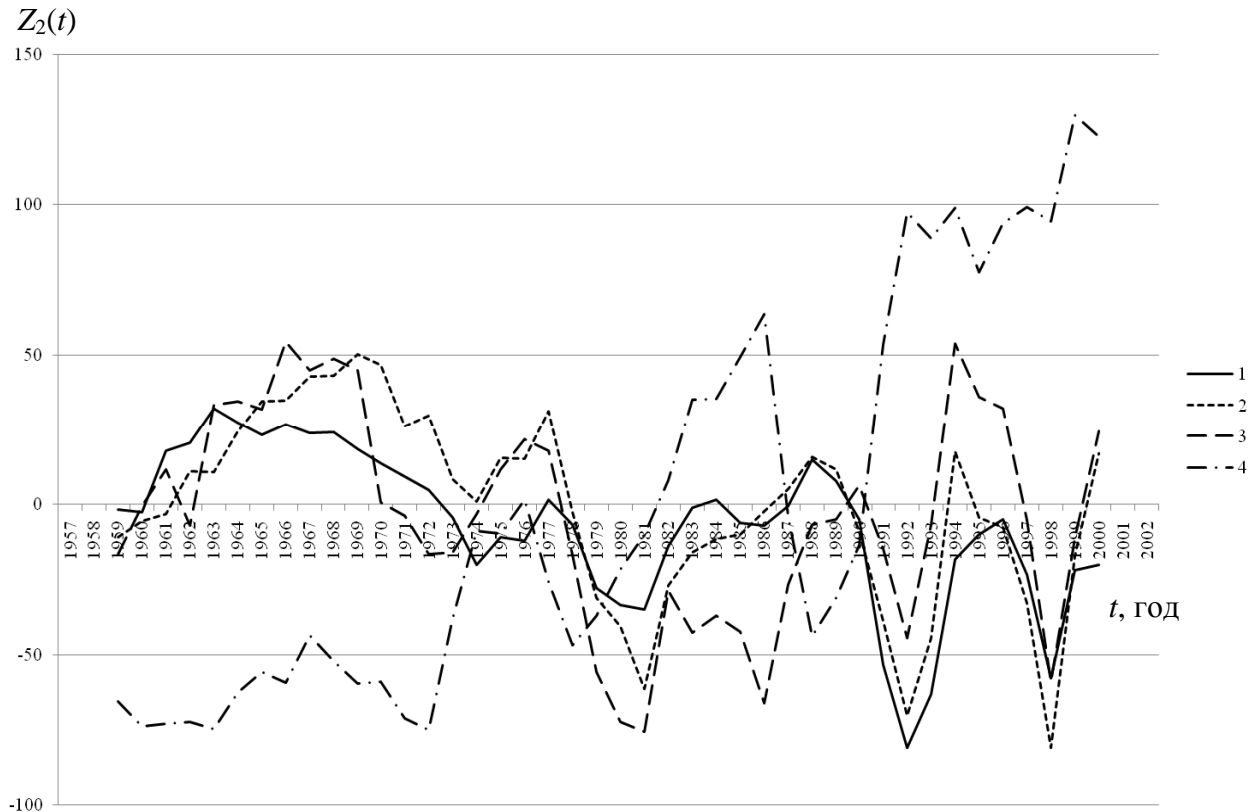


Рис. 9 – Сглаженный ряд второй главной компоненты ОСО в мае (1), июне (2), июле (3) и августе (4).

На рис. 10 содержится спектральная плотность квазистационарного приращения первой главной компоненты. Он свидетельствует о том, что в спектре первой главной компоненты четко проявляются колебания с периодом 3-4 месяца (сезонная компонента), 4 года, 7-8 лет.

В спектрах второй главной компоненты отчетливо проявляются колебания с периодами 4, 11-12 и 20 лет (рис. 11). Что касается третьей главной компоненты, то в ее энергетическом спектре в значительной мере выделяется лишь одна – 3-4 летняя периодичность.

Таким образом, как следует из представленных на рис. 10, 11 спектральных плотностей, результатов процедуры выделения в исходных временных рядах скрытых периодичностей (табл. 1), а также сглаженных временных рядов, полям ОСО присущ целый спектр периодических колебаний: от сезонных, связанных, по-видимому, с влиянием на концентрацию озона в тропосфере и стратосфере вихрей синоптического масштаба, до флуктуаций имеющих квазигодовые и многолетние периоды колебаний, в том числе соизмеримые с периодами солнечной активности. Крупномасштабные периодичности определяются характером преобразований в течение года меридиональной циркуляции, а также интенсивностью процессов в стратосфере, непосредственно связанных с изменением интенсивности фотохимических реакций в кислородном цикле, которая связана с интенсивностью излучения солнечного жесткого ультрафиолета в течение года в стратосфере низких и высоких широт. Последнее, как известно в большой мере зависит от солнечной активности.

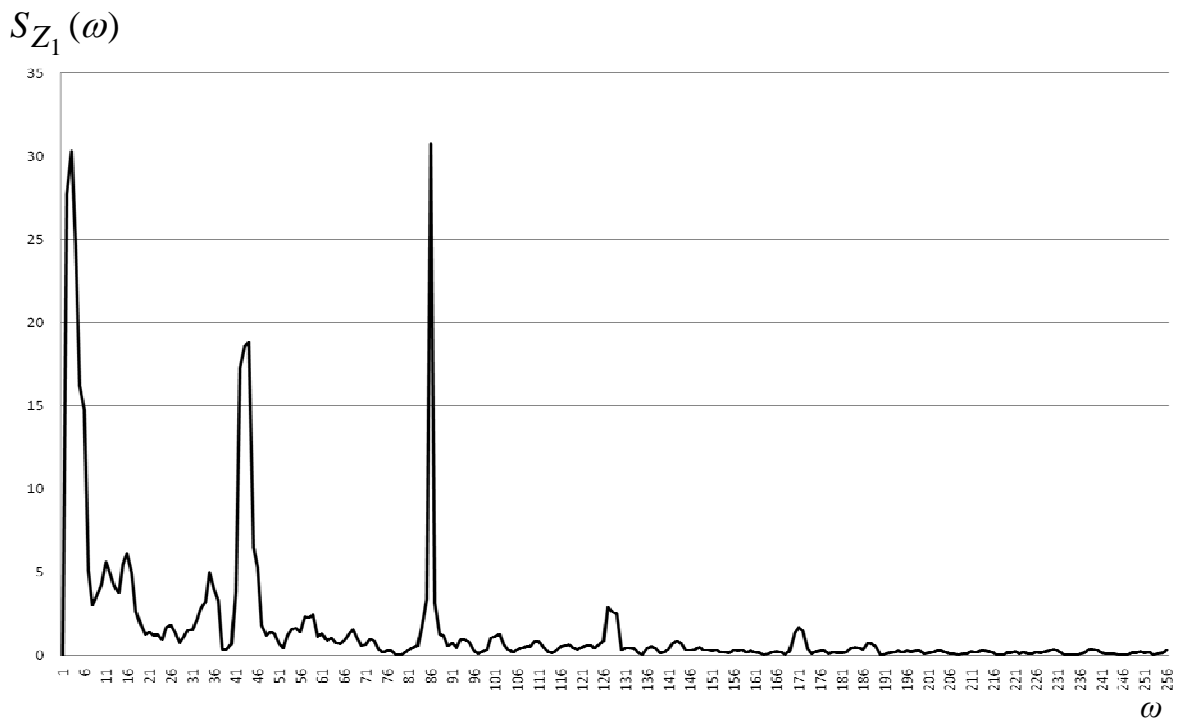


Рис. 10 – Спектральная плотность первой главной компоненты СОС.

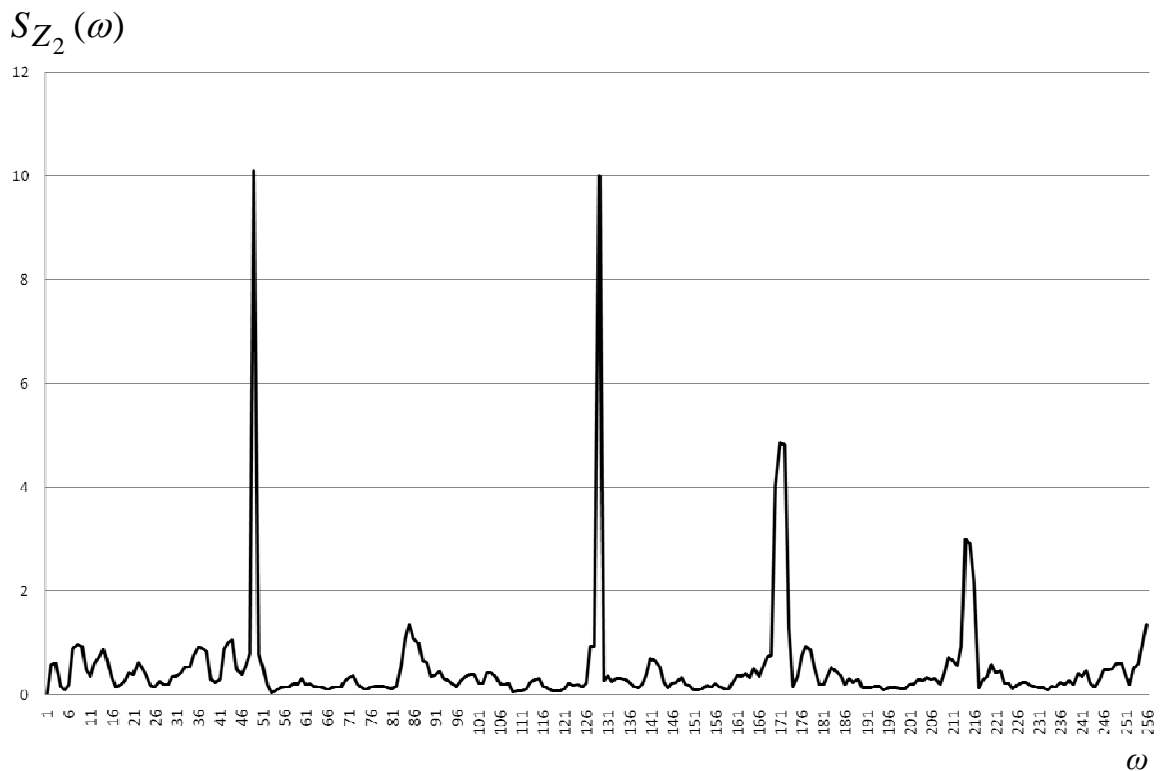


Рис. 11 – Спектральная плотность второй главной компоненты СОС.

Отклики полей общего содержания озона на изменения главных компонент.
 Как было показано выше, главные компоненты отражают основные особенности статистической структуры полей СОС. Анализ рассмотренных выше сглаженных временных рядов для различных сезонов, показал, что им свойственны определенные тренды и длиннопериодные колебания. Представляет большой интерес рассмотреть

какие отклики наблюдались в полях ОСО на изменения главных компонент. Ответ на этот вопрос можно получить, если произвести обратное преобразование сглаженных значений главных компонент в базисе собственных векторов матриц ковариаций.

Для решения этой задачи рассмотрим вектор

$$\tilde{Z}(t_i) = \begin{pmatrix} Z_1(t_i) \\ Z_2(t_i) \\ \vdots \\ Z_k(t_i) \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (13)$$

где k - это номер последней главной компоненты вектора ортогональных компонент $Z(t_i)$ ($i = \overline{1, m}$), число которых обуславливают преобладающую долю суммарной дисперсии полей ОСО.

Обратное преобразование векторов главных компонент $\tilde{Z}(t_i)$ в базисе собственных векторов $W = \{W_{ij}\}$ ($i, j \in \overline{1, n}$) позволяет получить ту часть полей ОСО $\Delta\tilde{X}(t_i)$, которая является крупномасштабной их составляющей. Это преобразование имеет следующий вид

$$\Delta\tilde{X}(t_i) = W \cdot \tilde{Z}(t_i). \quad (14)$$

В качестве компонент $Z(t_i)$ выступают первые главные компоненты $Z_1(t_i)$ в те месяцы, когда их вклад является преобладающим, или первая и вторая главные компоненты $Z_1(t_i)$ и $Z_2(t_i)$, когда второе собственное значение, являющееся дисперсией второй главной компоненты, вносит заметный вклад в суммарную дисперсию полей ОСО (в нашем случае в мае-августе). Поскольку компоненты n -мерного вектора $\Delta\tilde{X}(t_i)$ это центрированные величины, то полученные в результате преобразования (14) поля в каждый момент времени t_i представляют собой поля отклонений от рассмотренных в статье [7] средних полей ОСО, т.е. являются аномалиями этих полей.

Был проведен ряд численных экспериментов, которые заключались в следующем. В центральный месяц зимы (июль) и в центральный месяц лета (январь) по значениям первых двух главных компонент, дисперсии которых, как было показано выше, в сумме составляют около 80% от суммарной дисперсии полей ОСО, рассчитывались аномалии полей ОСО. Расчеты проводились для значений главных компонент в определенные годы (t_i), относящиеся к трендам спада или роста сглаженных значений. Полученные таким образом поля аномалий ОСО в июле представлены на рис. 12, 13 и в январе на рис. 14, 15.

Из рис. 12а следует, что когда в июле 1968 г. значения главных компонент $Z_1(t_i)$ и $Z_2(t_i)$ больше нуля, аномалии поля ОСО также положительны во всем рассматриваемом регионе, причем наибольшие значения приращений образуют зону с

осью вдоль $50-55^\circ$ ю.ш. Положение этой зоны аномалий совпадает с расположением среднеширотного пояса высоких значений ОСО в июльском поле средних значений ОСО. В июле 1979 г., когда первая и вторая главные компоненты располагаются уже на ниспадающем тренде и значение $Z_2(t_i)$ близко к нулю, поле аномалий также состоит положительных пиращений, но наибольшие по величине аномалии перемещаются в высокие широты южной полярной области, что видно на рис. 12б.

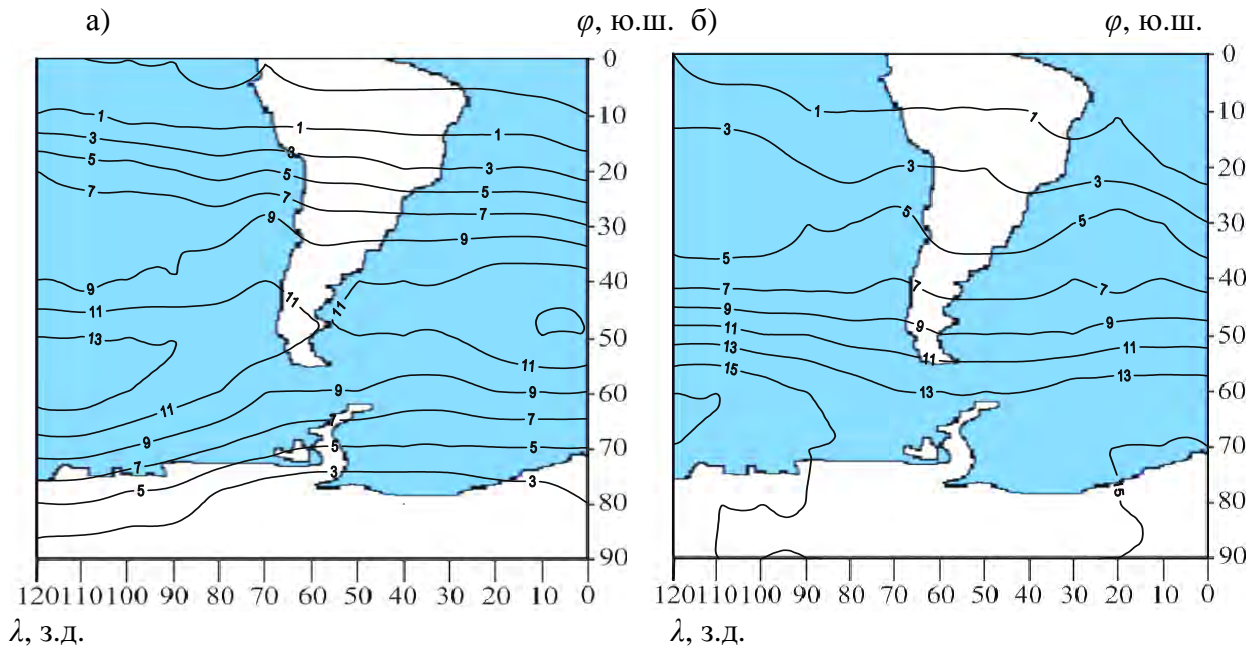


Рис. 12 – Поля аномалий ОСО в июле 1968 г. (а) и 1979 г. (б).

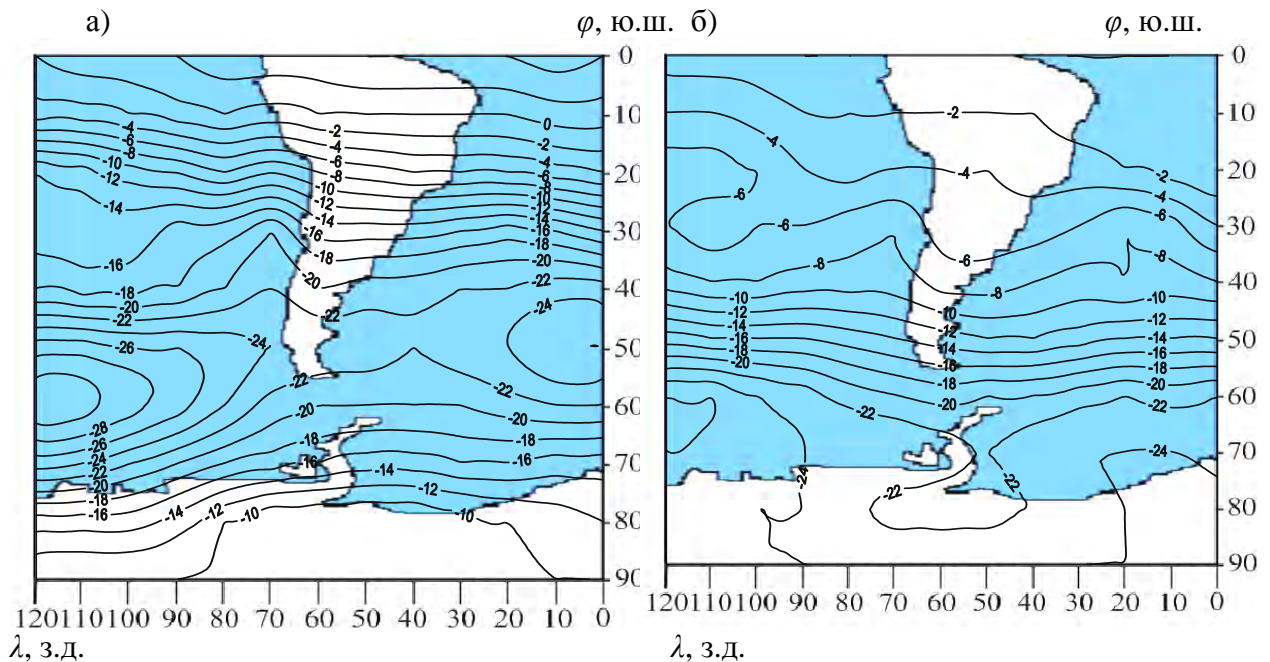


Рис. 13 – Поля аномалий ОСО в июле 1989 г. (а) и 1996 г. (б).

Совсем иную структуру имеют поля аномалий в июле 1989 и 1996 гг. В 1989 г., когда $Z_1 < 0$ и $Z_2 < 0$ на общем их ниспадающем тренде, весь рассматриваемый регион покрыт, за исключением приэкваториальной зоны, отрицательными аномалиями ОСО (рис. 13а), причем образуется пояс наибольших отрицательных приращений в средних широтах там, где на карте средних значений располагается зона наибольших значений ОСО, т.е. фактическое поле ОСО в июле этого года значительно отличается по своей структуре от среднего поля ОСО. Этот результат вполне согласуется с полем средних квадратических отклонений, характеризующих изменчивость ОСО. В июле 1996 г. первая главная компонента на общем нисходящем тренде также отрицательна, однако вторая главная компонента в это время располагается на восходящей части линейного тренда, сформировавшегося после 1982 г., но имеет небольшое положительное значение. В результате, во всем рассматриваемом регионе аномалии ОСО отрицательны, а их наибольшие значения перемещаются на 70-80° ю.ш. (рис. 13б).

В летние месяцы, когда наибольший вклад в суммарную дисперсию вносит первая главная компонента (первое собственное значение), а влиянием второй и третьей главных компонент можно пренебречь, аномалии полей ОСО определялись с учетом только первой главной компоненты. Интерес представляет и тот факт, что сглаженные временные ряды во все месяцы лета (декабрь, январь, февраль) однотипны, поэтому расчеты аномалий полей ОСО проводились для центрального месяца лета – января. Соответствующие поля аномалий приводятся на рис. 14, 15.

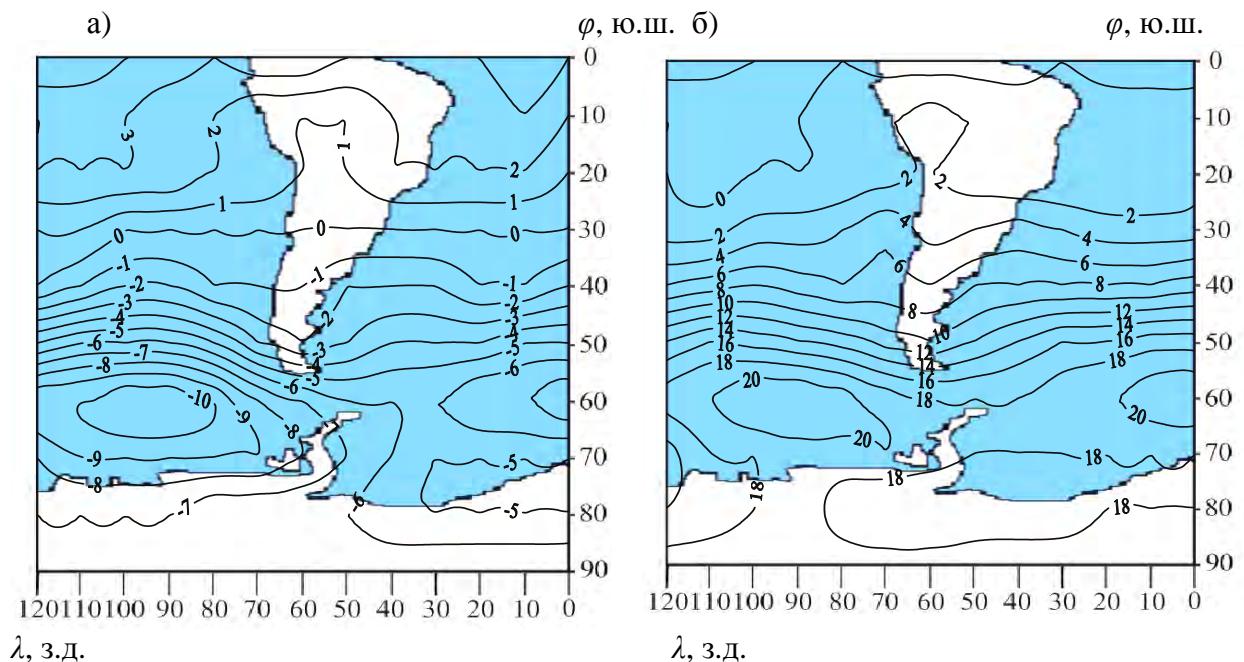


Рис. 14 – Поля аномалий ОСО в январе 1968 г. (а) и в 1979 г. (б).

В период с 1960 по 1978 год первая главная компонента находится в области отрицательных значений. В январе 1968 г., относящемся к этому периоду, поле отрицательных аномалий, как следует из рис. 14а, охватывает всю рассматриваемую область южной полярной зоны вплоть до 30-35° ю.ш. Это свидетельствует о том, что в указанные периоды времени поля ОСО имели меньший общий фон по сравнению со средними полями ОСО, а поскольку основная доля в них принадлежит стратосферному озону, то и его общая концентрация, надо полагать, была ниже, чем в более поздние годы прошлого столетия. Представляет интерес тот факт, что области наименьших

концентраций озона наблюдались над южными акваториями Тихого и Атлантического океанов, примыкающих к Антарктическому материку.

После 1978 г. до 1984 г., наблюдается быстрое возрастание первой главной компоненты и ее значения становятся положительными, что соответственно отражается на структуре полей ОСО. Как следует из рис. 14б, в январе 1979 г., располагающегося на указанном тренде быстрого роста первой главной компоненты, вся рассматриваемая западная часть южной полярной области покрыта положительными аномалиями ОСО с максимальными её значениями над Антарктидой и примыкающими акваториями Южного океана.

Похожие по структуре поля аномалий ОСО имеют место и в январе 1989 г., когда первая главная компонента также положительна, но располагается на быстро нисходящей ветви тренда (рис. 15а) и обращает на себя внимание образовавшаяся достаточно узкая зона больших меридиональных градиентов приращений ОСО. В январе 1996 г., когда на нисходящей ветви тренда в это время $Z_1(t)$ приобретает уже значение меньше нуля, отрицательные аномалии ОСО вновь покрывают весь рассматриваемый регион, в том числе и тропическую зону (рис. 15б).

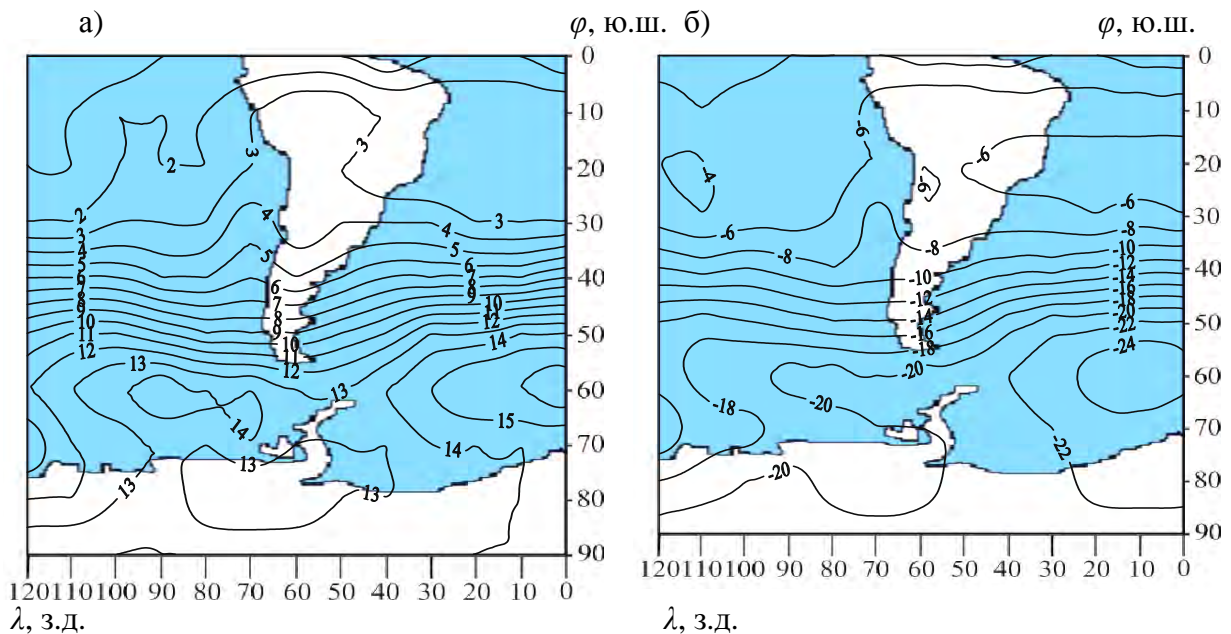


Рис. 15 – Поле аномалий ОСО в январе 1989 г. (а) и 1996 г.(б).

Для подтверждения описанной выше тенденции изменения аномалий ОСО на нисходящей ветви тренда в конце прошлого столетия приведем еще поле аномалий за декабрь 1998 г. (рис. 16).

Обобщая полученные данные о полях аномалий ОСО, можно прийти к заключению о том, что, во-первых, изменения во времени главных компонент полей ОСО хорошо отражают характер изменения во времени среднемесячных полей ОСО, и, во-вторых, в рассматриваемый период времени в западном секторе южной полярной области происходит общее уменьшение ОСО с периодическим колебанием общей концентрации озона. На это стоит обратить особое внимание, поскольку преобладающий вклад в общее содержание озона, как уже отмечалось выше, вносит стратосферный озон.

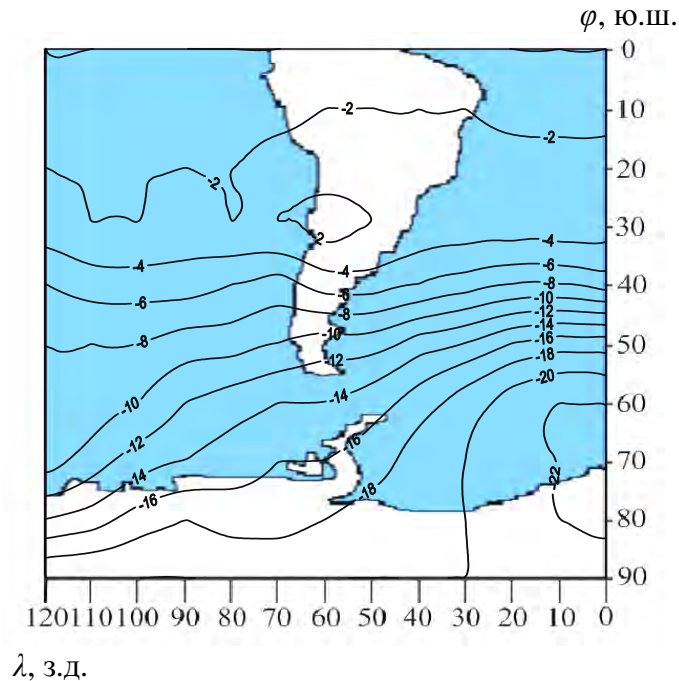


Рис. 16 – Поле аномалий ОСО (1998 г., декабрь).

Выводы. Компонентный анализ полей ОСО дал возможность определить, что наиболее крупномасштабные характеристики этих полей отражает первая главная компонента, а следовательно и первый собственный вектор, на долю которой приходится от 82% (в весенне-летний сезон) до 53% (в зимний период) от суммарной дисперсии полей ОСО. Вторая главная компонента даёт заметный вклад в общую структуру полей ОСО лишь с мая по август (15 – 18%), а третья главная компонента исчерпывает лишь 3 – 9% от суммарной дисперсии этих полей.

Статистический анализ временных рядов первых трёх главных компонент показал наличие в основных процессах формирования полей ОСО сезонных, полугодовых, годовых периодичностей и колебаний с большими масштабами – от 5-6 лет до квазидекадных.

Сглаживание временных рядов ОСО дало возможность установить, что в западном секторе высоких широт южного полушария происходит непрерывное уменьшение с периодическими квазидекадными колебаниями концентрации общего содержания озона, которое наблюдается во все сезоны. Этот факт подтверждается структурой полей аномалий ОСО, рассчитанных для ряда лет, относящихся к ниспадающему тренду во временных рядах первой главной компоненты полей ОСО, на которую, как указывалось выше, приходится основная доля суммарной дисперсии полей ОСО.

Список литературы

1. *Нерушев А.Ф.* Воздействие интенсивных атмосферных вихрей на озоновый слой Земли. –Л.: Гидрометеоиздат, 2003.- 222 с.
2. *Фишер А, Штелин И.* Антарктическая озоновая дыра:1996 – 2002 гг.// Бюллетень ВМО.-2003.- Т.52, №3.- С. 316-322.
3. *Грицай А.В., Євтушевський О.М., Міліневський Г.П.* Планетарні хвилі в озоновому шарі над Антарктичним півостровом у 1999 і 2002 р. // Вісник Київського національного університету. Астрономія. – 2005. – Вип. 41 - 42. – С. 63 – 67.

4. Грицай А.В., Євтушевський О.М., Міліневський Г.П., Грицай З.І., Агапітов О.В. Довготний розподіл загального вмісту озону у крайовій області антарктичного стратосферного вихору // Космічна наука і технологія. – 2005.-Т.11, №5/6. – С. 5 – 11.
5. Грицай А.В., Євтушевський О.М. Сезонні зміни активності квазістаціонарних планетарних хвиль у стратосфері над Антарктикою // Космічна наука і технологія. – 2006.-Т. 12, №4. – С. 71 – 77
6. Школьній Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
7. Бургаз А.А. Структура полів загального вмісту озону у західному секторі південної півкулі // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.-2010.- №51.-С. 131-136.

Статистична структура полів загального вмісту озону в атмосфері західного сектора південної півкулі.

Школьній Є.П., Бургаз А.А., Галич Є.А.

Виявлені основні особливості статистичної структури полів загального вмісту озону (ЗВО) в західному секторі південної півкулі. Отримані головні компоненти цих полів. Показані особливості часової мінливості компонент ЗВО в атмосфері в другій половині ХХ сторіччя. Визначені статистично значущі приховані періодичності і трендові складові в часових рядах головних компонент.

Ключові слова: загальний вміст озону, структура, поля, головні компоненти, періодичності.

The statistical structure of total maintenance ozone fields in atmosphere of the western sector of South hemisphere.

Shkolniy E.P., Burgaz A.A., Galich E.A.

The basic features of statistical structure of the fields of total maintenance of ozone (TOM) are exposed in the western sector of the South hemisphere. The main components of these fields were obtained. They gave possibility to reveal the important processes of the TOM fields formation in an atmosphere in the second half of XX century. The statistically meaningful hidden periodicity and trend constituents in the temporal rows of main component are defined.

Keywords: total maintenance of ozone, structure, fields, main components, to periodicity.

Л.Д.Гончарова, к. г. н., **С.І. Решетченко**, асп.
Одеський державний екологічний університет

ОСОБЛИВОСТІ СТАТИСТИЧНОЇ СТРУКТУРИ ПОЛІВ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ У ДРУГІЙ ПОЛОВИНІ ХХ СТОЛІТТЯ НА ТЕРИТОРІЇ ЛІВОБЕРЕЖНОЇ УКРАЇНИ

На основі статистичного аналізу матеріалів спостережень на 38 станціях за період 1951-2000 рр. встановлені особливості просторово-часової мінливості кліматичних полів атмосферного тиску на території лівобережної України у другій половині ХХ століття.

Ключові слова: атмосферний тиск, зміна клімату, атмосферна циркуляція, головні компоненти, періодична складова.

Вступ. Клімат сучасної епохи встановлено на основі статистичної обробки інструментальних метеорологічних спостережень, що проводяться системою світових кліматичних станцій. Але кліматичні умови постійно змінюються і особливо це стало відчутно наприкінці ХХ-го та початку ХХІ-го століть. Ці зміни характеризуються зростанням глобальної температури повітря та збільшенням випадків кліматичних аномалій. Серед причин глобального потепління головну роль відіграє антропогенний вплив на кліматичну систему, що характеризується підвищенням викидів в атмосферу парникових газів [1].

Атмосферна циркуляція є головним проявом зміни клімату, тому що охоплює всі складові погодних умов [2]. Зміна поля атмосферного тиску впродовж ХХ століття характеризується зміною синоптичних процесів, які активізувалися в останні десятиріччя (особливо це відчутно у зимовий період).

Питанням дослідження атмосферної циркуляції присвячено багато робіт [3-9]. Так, в роботі [3] зазначається, що середні поля атмосферного тиску у першій половині ХХ століття від десятиріччя до десятиріччя зазнавали незначних змін і утримувалися в межах середньої циркуляції повітря (1930-1939 рр.).

Відмінність сучасної циркуляції атмосфери (1986-2005 рр.) від циркуляції початку ХХ століття полягає у переміщенні центрів дії атмосфери на схід у межах 20 градусів. У наступні десятиріччя ХХ століття і до сьогоднішня атмосферна циркуляція суттєво змінювалась, тому температурний режим став дуже нестійким. Нестійкість температурного режиму можна пояснити за допомогою виявленого баричного поля. Характер цього поля залежить від розподілу атмосферного тиску біля поверхні землі.

Великомасштабну атмосферну циркуляцію під час другого періоду глобального потепління вивчала Сverdлік Т.А. [4]. Автор підкреслює, що в період 1984-1995 рр. упродовж зимових місяців спостерігались значні зміни середньої атмосферної циркуляції. Північно-Атлантичний максимум змістився на схід, де охопив більшу частину території Європи та західні райони України. Помітне також зростання атмосферного тиску в центрі цього баричного утворення до 1025 гПа та поглиблення Ісландського мінімуму з 1000 до 995 гПа. Зменшилася територія розповсюдження Сибірського антициклону. Так, у період 1964-1973 рр. західна периферія антициклону охоплювала територію до 20° сх. д., впливаючи на погодні умови більшої частини Східної Європи, надалі (1974-1983 рр.) вона поширилася до 40° сх. д., формуючи погоду лише на території Поволжя, а впродовж періоду 1986-1995 рр. його межа визначалась 50° сх. д. Таким чином, Сибірський центр дії атмосфери перемістився на схід на 30°. Одночасно при зміщенні кліматичних областей високого тиску спостерігаються зміна положення осі баричної улоговини над Європою та зростання

тиску з 1020 гПа в період 1974-1983 рр. до 1022,5 гПа в період 1986-1995 рр. Автор підкреслює, що на формування режиму приземної циркуляції повітря значно впливає її стан на високих рівнях тропосфери. Особливо добре це виявляється у зимовий період, коли вплив сонячної радіації найменший. В цей час положення висотної фронтальної зони північної півкулі змінюється. Було встановлено зміщення кліматичних гребенів та улоговин на схід. Для періоду 1974-1995 рр. характерна значна амплітуда баричних хвиль у порівнянні з попереднім періодом (1967-1973 рр.), що можна пояснити посиленням меридіональних атмосферних процесів. Так, Азорський антициклон та Ісландський циклон переміщуються на схід, де більша частина Європи та України знаходиться під впливом теплих повітряних мас. Тому тут можна очікувати часті аномалії додатних температур повітря та дефіцит опадів.

У теплий період року зростає роль сонячної радіації у формуванні загальної циркуляції атмосфери. Під впливом термічної взаємодії материків змінюється розподіл середніх багаторічних приземних баричних полів. Периферія Азорського максимуму в період 1974-1983 рр. рухається на схід на 10° , в період 1984-1995 рр. – на 30° . Також відзначається зростання тиску в перехідній зоні між Азорським та Азіатським центрами дії атмосфери, скорочується зі сходу область Ісландського мінімуму. Східна Європа та Україна перебувають під впливом області низького тиску. Така синоптична ситуація формує над країною нестійку погоду, з великою імовірністю вторгнення холодних повітряних мас в тилу циклону та випадання опадів.

Аналіз синоптичних процесів впродовж 100 років у північній півкулі проводили М.С. Сидоренко та І.А. Орлов [5]. Вивчаючи форми атмосферної циркуляції над Атлантико-Євразійським сектором північної півкулі, автори досліджують її основні форми: західну, меридіональну та східну. Було встановлено, що річна частота утворення західної циркуляції зменшилася по відношенню до східної. На думку авторів, відбувається поступова перебудова атмосферної циркуляції в північній півкулі, що знаходить відгук у змінах різних кліматичних характеристик. З'ясовуються також сезонні зміни форм атмосферної циркуляції, де виявлені такі епохи: 1891-1902 рр. та 1938-1971 рр., коли переважала меридіональна циркуляція; 1903-1938 рр. та 1972-1988 рр., коли частота форм західної та східної циркуляції була вища за норму. Також серед названих епох виділяються періоди співвідношення частоти появи західної та східної циркуляції. Так, у період 1903-1938 рр. та після 1972 р. більш активною була західна циркуляція.

Це знайшло підтвердження в дослідженнях В.Ф. Мартазінової та інших [6,7]. Автори підкреслюють, що у періоди глобального потепління ХХ століття характеристики атмосферної циркуляції різні. Відмінності атмосферних процесів полягають у тому, що центри дії атмосфери змістилися на схід відносно їх положення у попередні десятиріччя. Це вказує на те, що сучасний характер посушливих умов на території України відрізняється від посушливих атмосферних процесів початку та середини століття. Встановлено, що посушливі умови середини ХХ століття формувались у більшості випадків антициклонічною погодою. Безпосередніми осередками їх зародження стали два головних центри дії атмосфери – Арктичний та Азорський. Посушливі атмосферні процеси та посухи, які спостерігалися наприкінці ХХ століття, можливі при вторгненні холодних повітряних мас з півночі, північного заходу та північного сходу. Перші два напрямки надходження холодного повітря характеризуються різкою зміною відносної вологості та середньодобової температури повітря. При вторгненні холодного повітря з північного сходу відбувається поступове вихолодження повітря, дія якого становить від двох тижнів до місяця.

В роботі [7] проведено аналіз приземного атмосферного тиску впродовж ХХ століття у січні, коли синоптичні процеси мають найбільшу активність. Дослідження

поля приземного тиску повітря в Атлантико-Європейському секторі відбулося відповідно до трьох періодів зміни глобальної температури повітря в ХХ столітті. Так, з'ясувалося, що в період 1911-1943 рр. територія майже всієї Європи характеризувалася підвищеним атмосферним тиском, який формувався Сибірським максимумом. Надалі (до середини 70-х років) відбувалася активізація синоптичних процесів, що посилювала нестійкість погодних умов. В останні 30 років ХХ століття атмосферна циркуляція почала зміщуватися на схід, посиливши вплив Атлантичного гребеня. Такі умови атмосферної циркуляції формують теплі зими.

Дослідження сезонних особливостей антициклонічної діяльності на території України за останні десятиріччя провадили В.І. Затула та С.В. Мисник [8,9]. Було встановлено, що у холодний період року посилюється антициклогенез на півночі та сході Атлантико - Європейського синоптичного регіону. В теплий період збільшується кількість антициклонів з південного заходу, переважно з Балканського півострова. Восени та взимку значно зменшується частка місцевого антициклогенезу. Кращі умови для нього створюються влітку. Виявлено, що у зимові та осінні місяці найпотужнішими є північно-східні антициклони, а у літні та весняні – північні [9].

Статистичні характеристики полів атмосферного тиску досліджувалися переважно для великих територій земної кулі по результатам реаналізу. Але вивчення регіональних змін кліматичних полів атмосферного тиску на теперішній час мало чисельне. Відсутність великих масивів даних гідрометеорологічних характеристик ускладнює подальший аналіз особливостей коливання клімату.

Таким чином, зміна кліматичних умов потребує подальшого дослідження атмосферних процесів, що є актуальним для створення методів їх короткострокового та довгострокового прогнозу.

Матеріали та методи дослідження. Метою роботи стало дослідження статистичної структури рядів середньомісячного атмосферного тиску на території лівобережної України за допомогою методів багатовимірної статистичної аналізу. Поля метеорологічних величин формуються під впливом атмосферних процесів різних масштабів. Статистичні методи обробки метеорологічної інформації дозволяють визначити переважані фактори формування будь-якого кліматичного поля. Одним з таких методів є компонентний аналіз, який широко використовується в різних дослідженнях [10, 11].

В якості вихідних даних виступають часові ряди середньомісячного атмосферного тиску за дванадцять місяців упродовж періоду 1951-2000 рр. для дев'яти областей України, що представляють лівобережний регіон країни [12].

Результати дослідження та їх аналіз. За допомогою компонентного аналізу [10] була реалізована задача стиснення вихідної інформації. Спочатку була вирішена повна проблема власних значень і отримані власні значення та власні вектори матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску. Побудовані поля першого власного вектора матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску впродовж року.

На рис. 1 в якості прикладів представлені поля першого власного вектора матриці кореляції середньомісячного атмосферного тиску для центральних місяців 4-х сезонів року.

Як свідчать результати даного дослідження, можна визначити дві зони, перша з яких розташована на території Чернігівської, Київської, Полтавської, Сумської та частково Харківської областей; друга – на території Дніпропетровської, Донецької, Запорізької, Луганської областей.

Впродовж зими ці зони трансформуються, особливо це відчутно у січні та лютому, коли йде перебудова атмосферних процесів. Так, у січні (рис. 1а) відбувається звуження південного району, який вже у лютому займає територію лише південно-

східної частини Луганської області. Перший район зазнає західного циклонічного впливу, з переважанням західних, північно-західних вітрів, що приносять опади. Другий район знаходиться під впливом східних, північно-східних вітрів, які приносять сухе повітря. Розташування першого району переважно має меридіональну спрямованість, а другого – широтну.

Таким чином, наприкінці зими майже вся територія лівобережної України зазнає впливу циклонічної діяльності.

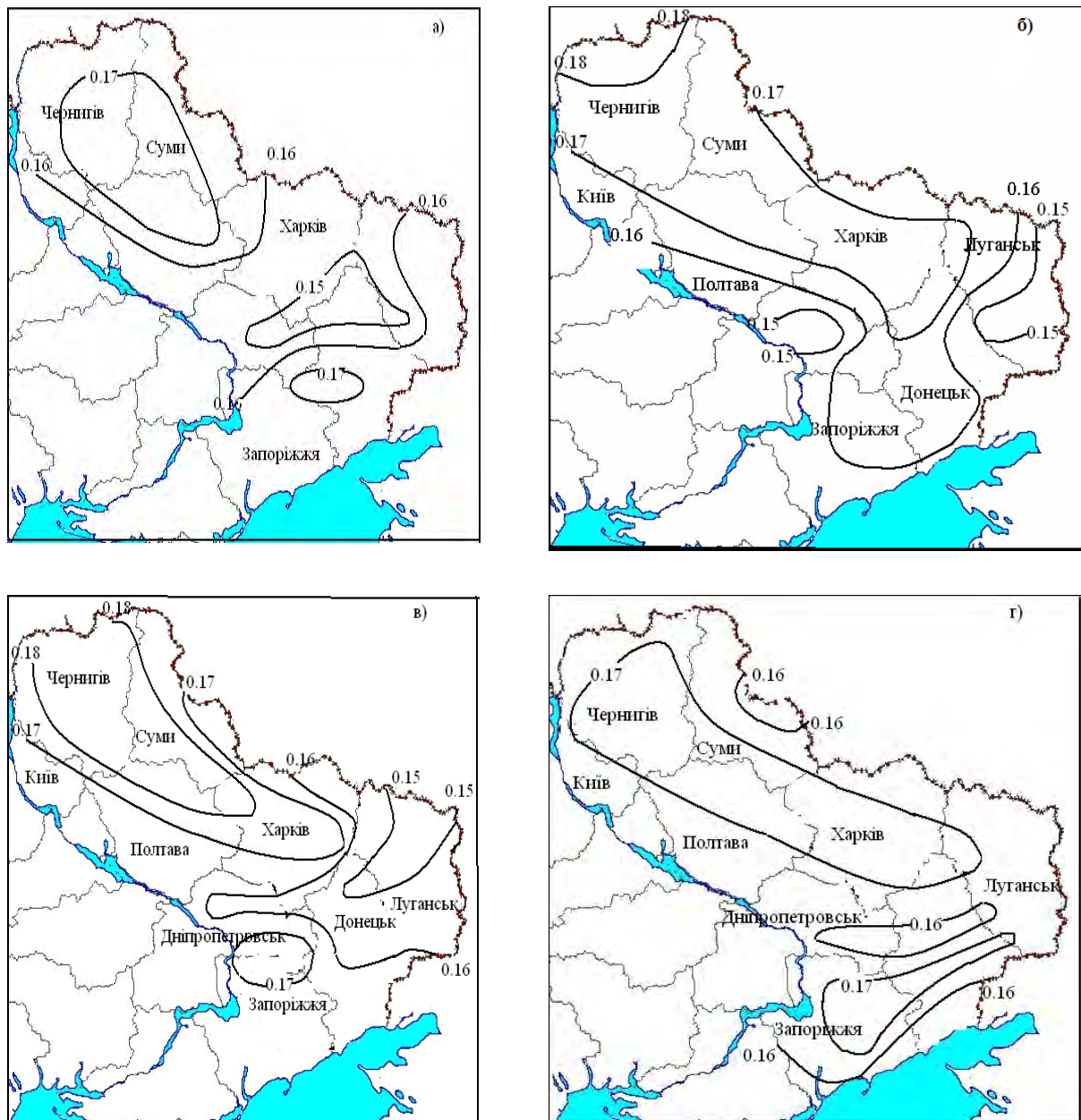


Рис.1 – Поле першого власного вектора матриці кореляції атмосферного тиску (а-січень, б-квітень, в-липень, г-жовтень).

Весною (рис. 1б) місцезнаходження вказаних районів змінюється. Так, у березні, відбувається поглиблення на північний схід другого району, який взимку займав

територію південного сходу Луганської області. Надалі площа північного району зменшується, а південний – поширюється на територію Донецької, Дніпропетровської, Запорізької, Харківської областей.

У липні (рис. 1в) та серпні відбувається поглиблення південного району, який має широтну спрямованість.

У вересні на території, що досліджується, з'являються три райони. Перший район охоплює Чернігівську, Київську, Полтавську, Сумську, Харківську та частково Дніпропетровську області. Другий – розпадається на південно-східний, який поширюється на територію південної частини Донецької та Луганської областей, та південно-західний, що займає частково територію Дніпропетровської та Запорізької областей. Це можна пояснити посиленням впливу локальних атмосферних процесів, що формуються над Азово-Чорноморською акваторією та Середземномор'ям.

Надалі у жовтні (рис. 1г) спостерігається подальша перебудова районів до утворення північного та південного, де перший район займає переважно більшу площу даного регіону.

Таким чином, впродовж року спостерігається зміна меж визначених районів відповідно до впливу атмосферних процесів, особливо Північно-Атлантичного циклону та Сибірського антициклону.

За методикою, що викладена у [10], були визначені головні компоненти середньомісячного атмосферного тиску і встановлено, що перша головна компонента вичерпує більше ніж 85% сумарної дисперсії взимку та восени, а навесні та влітку – більше ніж 70% сумарної дисперсії цього поля.

Часові ряди атмосферного тиску містять періодичні компоненти, обумовлені хвильовою природою атмосферних процесів.

Існує кілька методів дослідження періодичностей, що містяться в часових рядах. Їх називають «прихованими» періодичностями. Зручним для реалізації є метод, оснований на інтегральному перетворенні Фур'є.

Часовий ряд атмосферного тиску на заданому інтервалі можна розглядати як кусково-гладку функцію часу. Таку функцію у відповідності з теоремою Діріхле можна виразити суперпозицією простих гармонік

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (1)$$

де A_k - амплітуда k -тої гармоніки, ω_k - її частота, φ_k - початкова фаза.

Тому головні компоненти розглядалися далі як нестационарні часові ряди, до яких було застосовано інтегральне перетворення Фур'є [11], що дозволило отримати частоти (ω_k), амплітуди (A_k), початкові фази (φ_k) періодичних компонент, прихованих у часовій послідовності.

Із наведених даних (табл. 1) можна побачити, що часовий ряд середньомісячного атмосферного тиску у зимовий період характеризується такими статистично значущими гармоніками з періодами: 9, 7, 3 та 2 роки. Навесні спостерігаються дванадцятирічна, семирічна, чотирирічна, трирічна та дворічна періодичності. Часові ряди середньомісячного атмосферного тиску влітку приховують 20, 6, 3 та дворічні періодичності. В рядах атмосферного тиску восени виявлено дві статистично значущі гармоніки з коливаннями дванадцять і два роки.

Періодичні коливання середньомісячного атмосферного тиску впродовж року виявлені переважно з ймовірністю 75%, лише гармоніки з періодами два-три роки (лютий, квітень, травень, листопад) та двадцять і дванадцять (червень, жовтень) визначені з 95% ймовірністю.

Таблиця 1 - Характеристики періодичних компонент атмосферного тиску

Місяць	ω , рад	T, рік	A, °C	φ , рад	φ , рік	
1	0,69	9,06	2,86	0,65	0,94	
	2,38	2,64	2,95	-0,36	1,20	
	$\bar{A}=2,0$		$\sigma_A=0,60$			
2	3,32	1,89	3,77	0,81	0,24	
	$\bar{A}=1,6$		$\sigma_A=0,84$			
	0,51	12,42	2,19	-0,69	4,85	
3	1,44	4,35	2,04	1,54	1,07	
	$\bar{A}=1,5$		$\sigma_A=0,51$			
	0,88	7,13	1,55	1,06	1,20	
4	2,38	2,64	1,92	-0,45	1,13	
	$\bar{A}=1,2$		$\sigma_A=0,32$			
	3,32	1,89	2,95	-1,57	0,47	
5	$\bar{A}=1,6$		$\sigma_A=0,36$			
	2,19	2,87	2,37	-0,04	1,42	
	3,32	1,89	2,80	0,13	0,04	
6	$\bar{A}=1,7$		$\sigma_A=0,50$			
	0,32	19,73	2,02	0,98	3,08	
	$\bar{A}=1,2$		$\sigma_A=0,38$			
7	1,07	5,88	1,68	0,23	0,22	
	$\bar{A}=1,3$		$\sigma_A=0,31$			
	3,32	1,89	2,55	-1,26	0,57	
8	$\bar{A}=1,4$		$\sigma_A=0,43$			
	0,51	12,42	1,93	1,29	2,55	
	$\bar{A}=1,3$		$\sigma_A=0,33$			
9	3,13	2,00	2,47	1,53	0,49	
	$\bar{A}=1,5$		$\sigma_A=0,38$			
	0,88	7,13	2,31	-0,38	3,13	
10	$\bar{A}=1,7$		$\sigma_A=0,36$			

За допомогою ковзного осереднення (косинус-фільтра) отримана детермінована основа першої головної компоненти атмосферного тиску.

На рис.2, в якості прикладів представлені часові та згладжені ряди середньомісячного атмосферного тиску у січні та квітні. Отримані ряди мають тренди та періодичні складові. Аналіз часових рядів середньомісячного атмосферного тиску на території лівобережної України впродовж зими та літа (рис. 2а), вказує на слабке зростання атмосферного тиску до початку 70-тих років ХХ століття, яке в період 1972-1982 рр. переходить у тенденцію «зниження» атмосферного тиску. Надалі відбувається відновлення тенденції «зростання» атмосферного тиску. Весняні (рис. 2б) та осінні місяці характеризуються тенденцією «зниження» атмосферного тиску до початку 70-х років, яка надалі переходить у тенденцію зростання атмосферного тиску. Починаючи з

середини 80-тих років спостерігається зниження атмосферного тиску в досліджуваному регіоні.

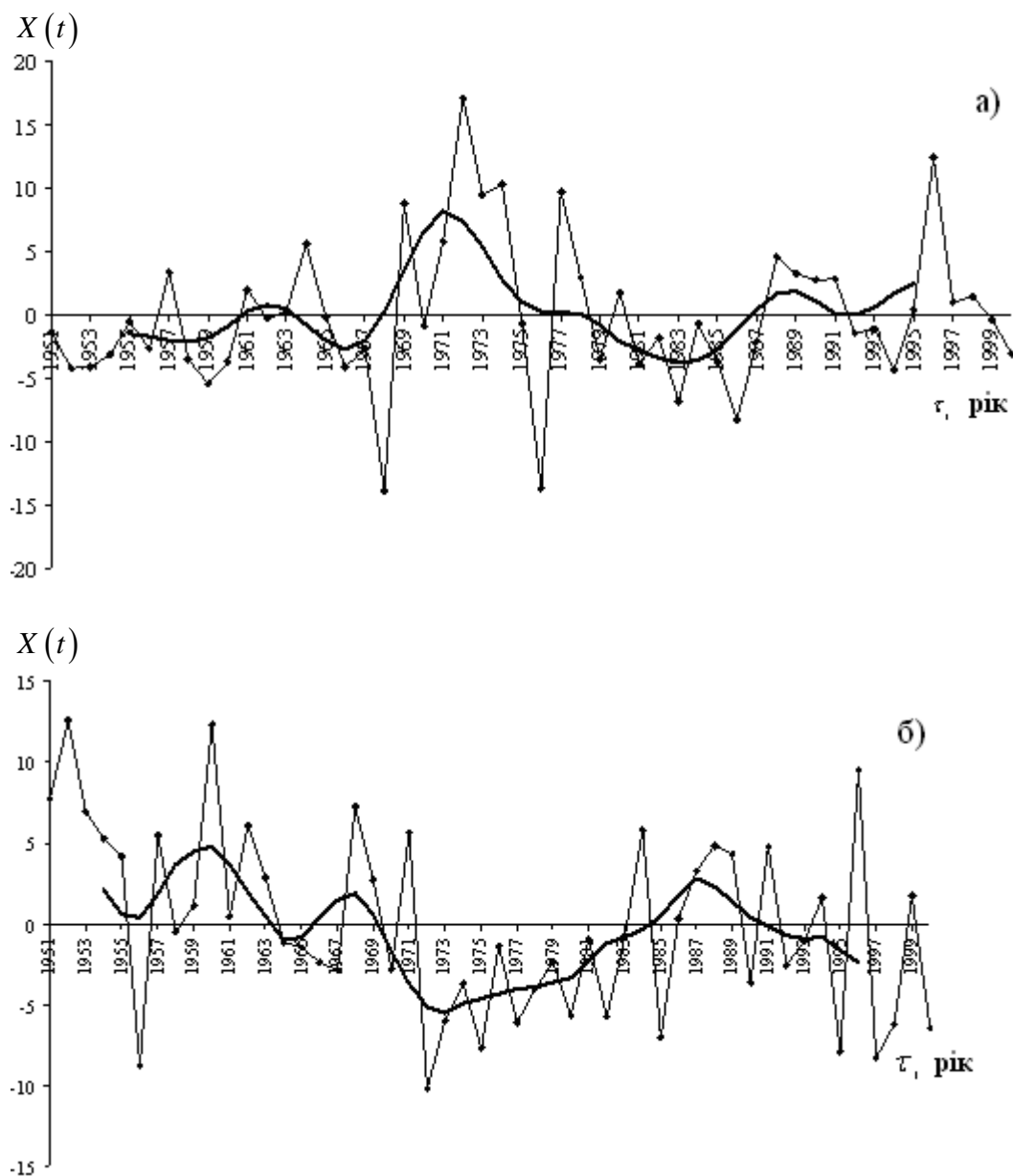


Рис. 2 – Часові та згладжені ряди першої головної компоненти середньомісячного атмосферного тиску (а-січень, б- квітень).

Висновки: результати цього дослідження дозволили виявити головні особливості структури багаторічної зміни середньомісячного атмосферного тиску у другій половині ХХ століття на території лівобережної України. Так, у осінньо-зимовий період формування кліматичного поля атмосферного тиску на території лівобережного регіону країни пов'язано з Північною Атлантикою. Виявлені в часових рядах атмосферного тиску 20-річні, 12-річні, дворічні та трирічні періодичні коливання з ймовірністю 95%.

Задачею подальшого вивчення є дослідження узгодженості отриманих результатів зі змінами Північно-Атлантичного коливання, що допоможе пояснити визначені особливості.

Список літератури

1. Израэль Ю.А. Всемирная конференция по изменению климата // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – С.13-21.
2. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: Навчальний посібник. – К.: КНТ, 2005. – 252с.
3. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. Ліпінського В.М., Осадчого В.І., Бабіченко В.М. – К., 2006. – 311с.
4. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления климата // Тр.УкрНИГМИ. – 1999. – Вып. 247. – С. 63-75.
5. Сидоренко Н.С., Орлов И.А. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменение климата // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 22-29.
6. Мартазинова В.Ф., Сологуб Т.А. Атмосферная циркуляция, формирующая засушливые условия на территории Украины в конце XX ст. // Труды УкрНИИГМИ. – 2000. – Вып. 248. – С. 36-47.
7. Мартазинова В.Ф., Чайка Д.Ю. Изменения поля давления в январе на протяжении XX ст. на территории Атлантико-Европейского сектора // Метеорология, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – Ч. 1. – С. 25-30.
8. Затула В.І., Мисник С.В. Деякі особливості антициклонічної діяльності на території України в різні сезони року // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50. – Ч. 1. – С. 51-57.
9. Мисник С.В. Сезонні особливості антициклонічної діяльності на території України // Фізична географія та геоморфологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 247-254.
10. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник. – К.: Міносвіти України, 1999. – 600с.
11. Гончарова Л.Д., Школьний Є.П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації: Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2007. – 464с.
12. Гончарова Л.Д., Решетченко С.І. Зміни середньомісячної температури повітря впродовж другої половини XX століття на території лівобережної України // Вісник ОДЕКУ. – 2009. – Вип. 8. – С. 79-89.

Особенности статистической структуры полей атмосферного давления во второй половине XX столетия на территории левобережной Украины. Гончарова Л.Д., Решетченко С.И.

На основе статистического анализа материалов наблюдений на 38-ми станциях за период 1951-2000 гг. определены особенности пространственно-временной изменчивости климатических полей атмосферного давления на территории левобережной Украины во второй половине XX столетия.

Ключевые слова: атмосферное давление, изменение климата, атмосферная циркуляция, главные компоненты, периодическая составляющая.

Peculiarities of statistic of atmospheric pressure over a period of the second half of 20 century at left-bank Ukraine. L. D. Goncharova, S. I. Reschetchenko

Using statistical analysis of observables from the 38 stations for the second half of 20th century, the spatiotemporal features for changes of climatic field have been determined for surface atmospheric pressure at left-bank Ukraine.

Keywords: atmospheric pressure, climate changes, atmospheric circulation, main components, periodicity.

**А.В.Глушков, д.ф.-м.н., С.В. Амбросов, к.т.н., Э.Н.Серга, к.г.н.,
А.А.Свинаренко, к.ф.-м.н., Ю.Я.Бунякова, асс., Т.В. Лукаш, асп.**
Одесский государственный экологический университет

ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ В АТМОСФЕРНЫХ МОДЕЛЯХ И БАЛАНС УГЛОВОГО МОМЕНТА ЗЕМЛИ -- РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведены результаты компьютерных экспериментов на основе новой микросистемной технологии "GeoMath" по моделированию глобальных механизмов в атмосферных низкочастотных процессах, оценке баланса углового момента Земли и эффектов телеконнекции, а также УКВ радиоволноводам.

Ключевые слова: баланс углового момента, атмосферные модели, телеконнекция

1. Введение.

В современной физике Земли имеется необходимость разработки специальных методов наблюдений за низкочастотными колебаниями неравновесных термодинамических процессов в геосферах [1-22]. До настоящего времени для индикации таких явлений применяют методы физико-статистического анализа и обработки массового материала обычной гидрометеосети. Однако, эти приемы далеки от стандартизации и в некоторой степени уникальны для каждого из указанных долгопериодных процессов. Поэтому развитие методов мониторинга самих низкочастотных процессов планетарного масштаба по наблюдению за некоторыми геофизическими факторами, суммирующими вклады низкочастотных колебаний, особо актуально в современной климатологии [13-15]. В [1] (см. также [2-13]) были изложены принципиальные основы новой микросистемной технологии "GeoMath", в частности, с имплементацией, новых моделей глобальных механизмов в атмосферных низкочастотных процессах, оценки баланса углового момента Земли и эффектов телеконнекции, а также параметров УКВ радиоволноводов. В данной статье мы представим результаты серии компьютерных экспериментов на основе "GeoMath" по моделированию баланса углового момента, роли форм циркуляции в опознавании образа долгопериодного процесса в атмосфере, параметров приподнятых тропосферных УКВ радиоволноводов в качестве комплексного измеримого критерия [5]. В практическом плане суть экспериментов нацелена на обнаружение и апробацию новых предикторов для долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов низкочастотных атмосферных процессов. Речь идет и об адаптации модифицированной теории атмосферной макротурбулентности применительно к атмосферным радиоволноводам с целью их возможного использования наряду с другими в качестве предикторов в долгосрочном плане. Искомые эксперименты, по нашему мнению, высвечивают ценность предложенных и адаптированных нами первых математических моделей расчета в рамках технологии "GeoMath" баланса углового момента, атмосферного влагооборота в связи с генезисом тропосферных УКВ радиоволноводов и процессами преемственности форм атмосферной циркуляции (телеконнекции, фронтогенеза) для целей освоения новых для прогностической практики сенсоров в области долгосрочных прогнозов и моделирования низкочастотных атмосферных процессов.

2. Постановка экспериментов по моделированию баланса углового момента и изучению низкочастотных атмосферных процессов

Одна из целей численной реализации состоит, прежде всего, в тестировании и проверке возможностей моделей расчета баланса углового момента, атмосферного влагооборота в связи с генезисом атмосферных УКВ радиоволноводов и процессами преемственности форм атмосферной циркуляции (телеконнекции, фронтогенеза). Ниже

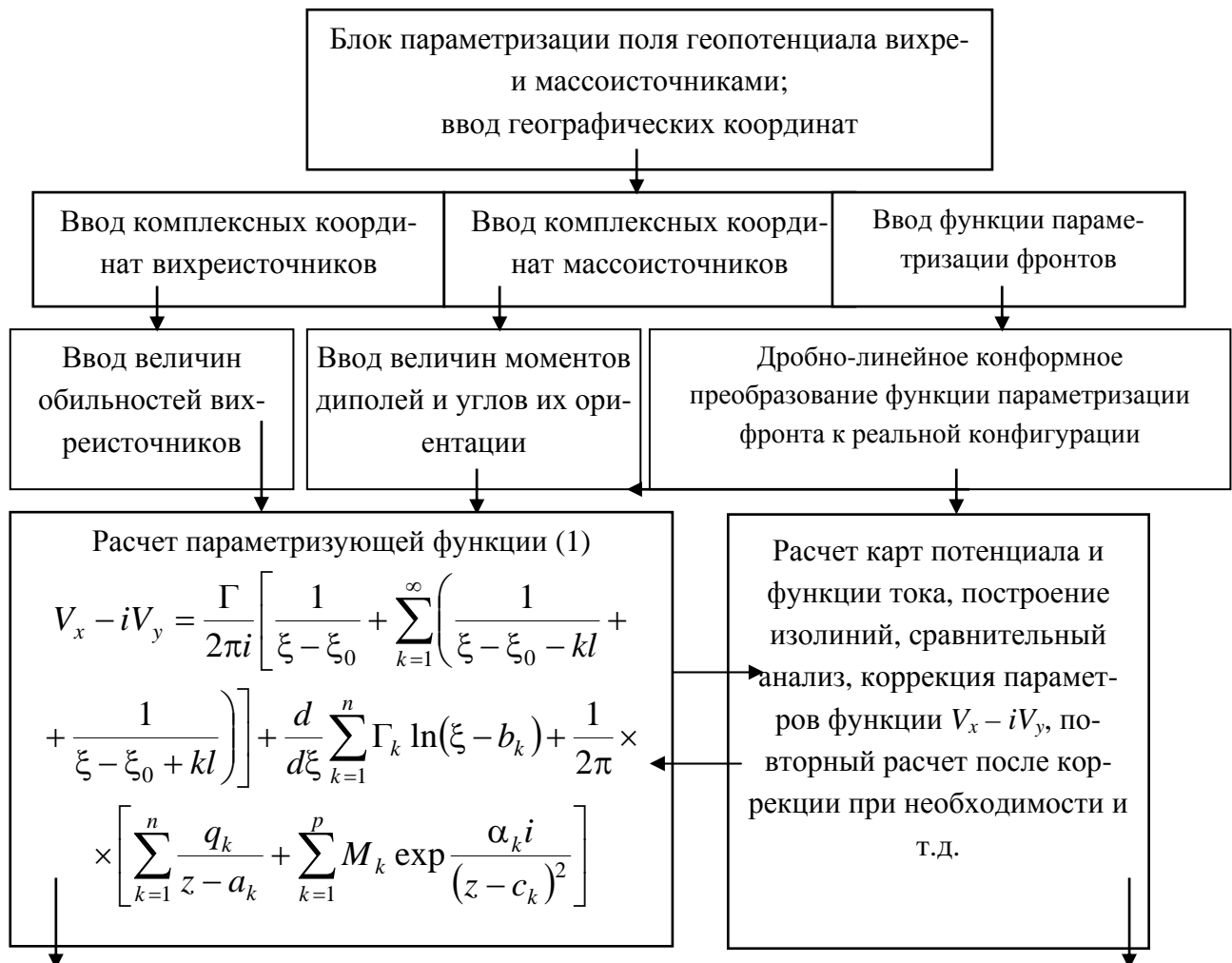
приводится детальная блок-схема расчета и оценки изменения высот приподнятого тропосферного радиоволновода, поля функции тока сопряженных с этим процессом ветровых течений. Реализация всех моделей объединяется в единый вычислительный комплекс, позволяющий одновременно отслеживать динамику изменения и пути возможной эволюции характеристик тропосферных УКВ радиоволноводов, проявления и направления атмосферного влагооборота, выполнения баланса и появления разбаланса углового момента атмосферы и связанного с этим переноса углового момента, изменения форм атмосферной циркуляции, их преемственности, а также динамики фронтогенеза и процесса телеконнекции. В дальнейшем предполагается введение в комплекс и балансовых энергетических соотношений. Численные эксперименты выполнялись также с целью дополнения данных измерений, которые были доступны от экспериментов «Беринг» и КЭНЭКС, и получения более объемной информации о приподнятых тропосферных волноводах УКВ (см. [5,14,16-18]). С этой целью рассчитывался горизонтальный нижнетропосферный влагооборот и соответствующая ему стратификация плотности для расчета высот поверхностей волноводов. Интерес представляла не сама высота, а её изменение во времени на временном интервале существования типовой формы циркуляции. Это изменение может быть наложено на высоту нижнетропосферного волновода, если она известна с предыдущей формы атмосферной циркуляции над Тихим океаном. Однако, именно по высоте тропосферного приподнятого волновода данные малодоступны и опубликованы лишь данные, осреднённые по сезонам или за год. Поэтому изменение высоты приподнятого тропосферного волновода УКВ в зависимости от формы циркуляции над Тихим океаном, полученное из численных экспериментов, можно использовать как дополнительную информацию при изучении преемственности форм циркуляции.

Вторым информативным расчётным полем из результатов моделирования было поле течений, формирующихся под поверхностью приподнятого тропосферного волновода. Это поле течений следует рассматривать тоже в виде наложенного фона на поле течений, присущее самой форме атмосферной циркуляции. Однако, вес расчётного поля течений в общем ветровом поле достаточно велик, и его всё же надо интерпретировать и понимать как короткопериодное поле, сформированное на атмосферных фронтах и, естественно, превышающее модульные характеристики фонового поля ветров.

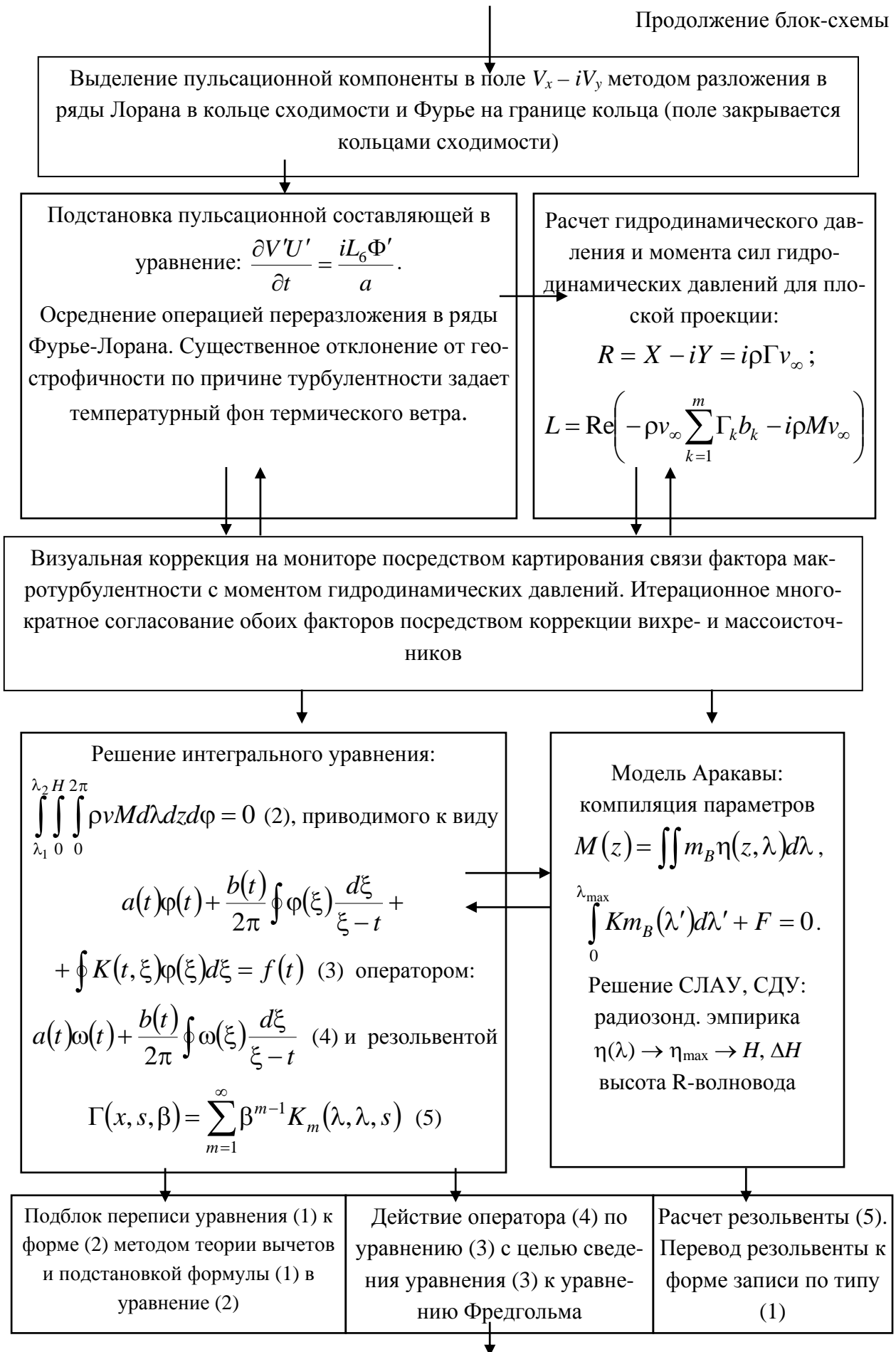
Первая и вторая из указанных расчётных характеристик могут быть полезны при составлении долгосрочного прогноза, так как помогают опознать саму форму циркуляции и преемственность этих форм по данным натурных измерений как высоты приподнятого тропосферного волновода УКВ, так и данных от зондирования ветровых потоков средствами обычного радиозондирования (и даже шаропилотного зондирования, так как высоты приподнятых тропосферных радиоволноводов не велики), а также данных нефанализа от спутниковой информации о полях облачности и данных доплеровского радиолокатора облачности. Естественно, что в основном доступны прогнозисту данные нефанализа и их дешифрации на соответствующее им поле ветров, например, по методу, изложенному в [5,17,18]. Расчёты численных экспериментов проводились и с целью создания некоего макета для опознавания форм атмосферной циркуляции и их преемственности, который может быть применен при подборе гомологов атмосферной циркуляции [5,18]. С этой целью моделировались все формы атмосферной циркуляции над Тихим океаном по типизации Вангенгейма-Гирса (см. [18]) с их отличиями для теплого и холодного полугодия. В основном рассчитывались типовые процессы над Тихим океаном, происходящие при наличии двух фронтов: арктического и полярного. Дополнительно проведен эксперимент и при наличии трех фронтов, включая и тропический фронт, но при форме циркуляции M_1 , поскольку при форме циркуляции 3 тропический фронт не активен в интересующих нас процессах, а при форме M_2 он интере-

сен при изучении процессов в основном в Американском секторе. Входной блок входимых данных, в частности, для параметризации комплексного потенциала и комплексного потенциала скорости, базировался на использовании компилированных данных Джоли, расчетных данных Аракавы в соответствии с моделируемой формой атмосферной циркуляции, результатов [13-18]. Исходными материалами служили также метеонаблюдения, включая судовые наблюдения с 1900 по 1975гг, данные прибрежных станций в периоды с 1936 по 1975 гг.; использовались также данные аэрологических наблюдений в открытом океане и в прибрежной зоне до 1983 г. Были привлечены также специальные наблюдения- данные экспериментов «Беринг», КЭНЭКС, АМТЕХ (1974, 1975 гг.); использовались также данные климатических и аэроклиматических атласов и справочников (см. [17] и ссылки в ней). Использовались данные по характеристикам тропосферных волноводов, включая индекс рефракции, высоты [2-4]. Характеристики приподнятых радиоволноводов в основном были отсчитаны по данным зарубежных океанических станций (кораблей погоды «Р», «V», «N»). Важным аналитико-логическим фактором являлась также возможность многократной прогонки моделей в варианте «вход ⇔ выход» с целью улучшения качества входной информации, оценки и повышения надежности выходной. Отметим, например, что введение ложных вихревых элементов в блоке входных данных проявлялось в виде нефизических эффектов непосредственно на мониторе и отслеживалось непосредственно.

3. Блок–схема расчета изменения высоты приподнятого тропосферного волновода, баланса углового момента, фактора макротурбулентности, поля функции тока сопряженных с этим процессом ветровых течений



Продолжение блок-схемы



Продолжение блок-схемы

Визуальный анализ через картирование на мониторе резольвенты (5) для выявления зон нарушения баланса по уравнению (1); эти зоны анализируются на избыток массы, приведенной к вращению в ином широтном поясе

Устранение разбаланса вводом в поле резольвенты вихревых структур, вихре- и массо-

$$\text{источников: } (\sim) \frac{\Gamma}{2\pi} \left[\frac{1}{\xi - \xi_0} + \frac{1}{\xi - \xi_0 - kl} + \frac{1}{\xi - \xi_0 + kl} \right] +$$

$$(\sim) \frac{d}{d\xi} [\Gamma_k \ln(\xi - b_k)] + (\sim) \frac{q_k}{z - a_k} + (\sim) M_k \exp \frac{\alpha_k i}{(z - c_k)^2}.$$

Местоположение вихревых элементов и их дробно-линейное конформное преобразование в поле резольвенты (5) выполняется на мониторе по указателям выявленных полюсов в функции резольвенты. Дополнительно убираются элементы, моделирующие конструкцию старого фронта. Все вместе показывает перемещение фронтального раздела и, тем самым, смену формы циркуляции. Недостаточность этой коррекции можно отнести к др. механизму транспорта углового момента в южном направлении.

Расчет функции тока, оценка градиента плотности; расчет изменения высоты приподнятого радиоволновода по смещению зон фронтогенеза

4. Результаты моделирования

Ниже приведены результаты проведенных нами численных и имитационных экспериментов и дается их анализ. Расчёт изменений высоты приподнятого тропосферного радиоволновода при форме циркуляции M_1 (рис. 1) дал средние высоты тропосферного волновода в зависимости от сезона в пределах 1600-2200 м; изменения искомым высот лежат в пределах 50-400 м. В дальнейшем мы не будем приводить искомые значения, поскольку для целей долгосрочного прогноза важен лишь знак аномалий высот радиоволновода, а не их численные характеристики. Отрицательные аномалии наблюдаются вблизи Азиатского и Американского континентов, а положительная аномалия – над Тихим океаном (рис. 1). На рис. 2 соответствующие ветровые потоки представлены аномалией функции тока, где направления вектора скорости соответствует тому, чтобы положительные значения были слева от потока (на рис. 2 числами отмечены значения скорости в м с^{-1} ; соответствующие значения изменения функции тока составляют – максимальное значение: $\sim 18 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $\sim 1 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$). Из рис. 2 видно, что передача углового момента вместе с горизонтальным влагопереносом идёт с востока на запад, что и соответствует расчётным схемам Оорта [14], причём основной поток на запад приходится на широты Алеутских островов, что тоже соответствует результатам Оорта. Аналогичные результаты для формы M_1 , но для холодного полугодия. Обнаружено, что подъём высоты приподнятых радиоволноводов смещается к северу с максимумом над Японией. Это можно объяснить увеличением температурного контраста «полюс - экватор» и соответствующим смещением арктического и полярного фронтов.

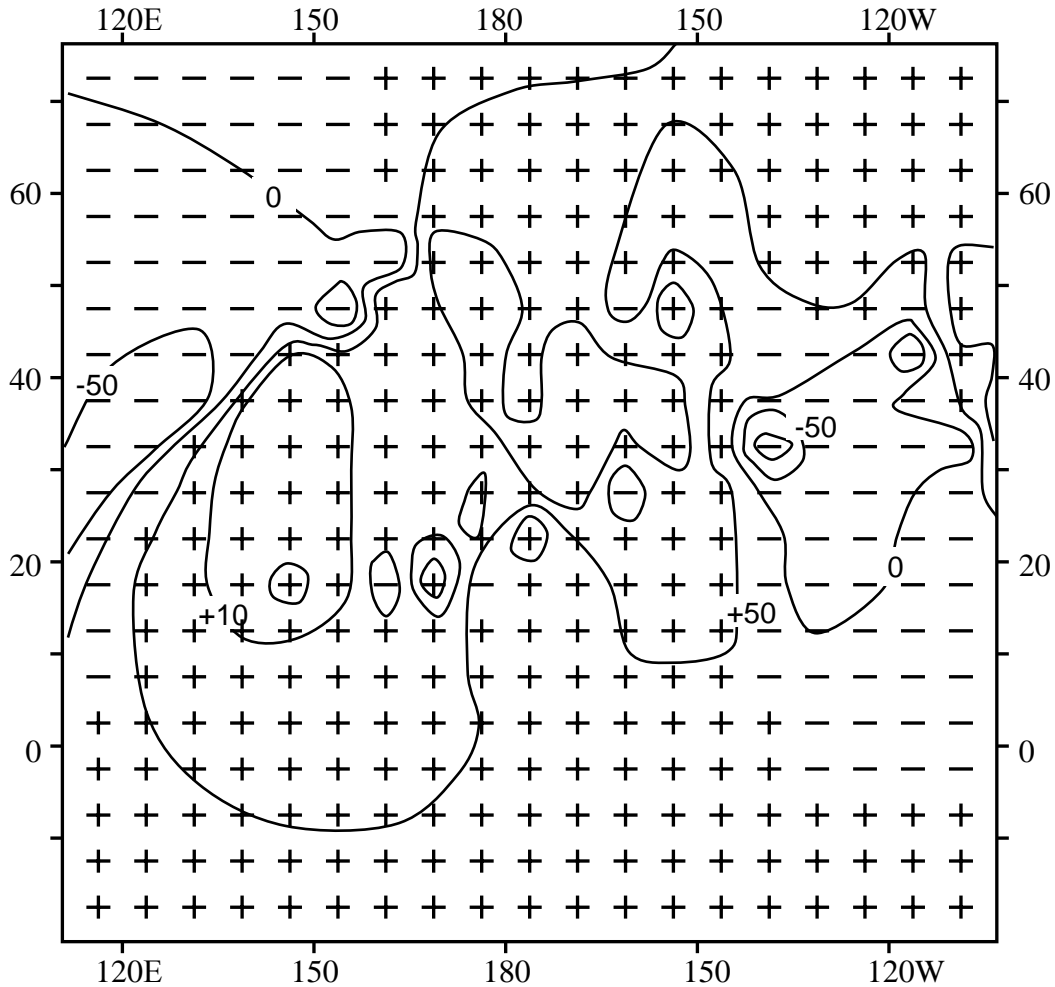


Рис. 1 – Изменение высоты приподнятого тропосферного радиоволновода (см. пояснение в тексте).

Соответствующие воздушные потоки также направлены с запада на восток с тем же местоположением изменения направления переноса углового момента с запада на восток. Но, тем не менее, вблизи азиатского континента наблюдается транспорт влагопереноса, а тем самым, и углового момента к югу механизмом фронтального переноса. При форме M_2 (рис. 3) наблюдается резкое обострение процесса у Японии, где выявляются резкие подъёмы высот приподнятого тропосферного волновода, а также и общий фон поднятия его высот над всем Тихим океаном летом при форме M_2 .

По функции тока (рис. 4) четко выявляется перенос углового момента к югу вдоль Азиатского континента по системе фронтов, проявляющихся в циклонических депрессиях, характерных у азиатского континента при форме M_2 . Аналогично, в зимнее время при форме M_2 положение высот волновода аналогично теплому полугодью (ср. рис. 3), однако положение соответствующих воздушных потоков более резко выделяет интенсивности переноса к югу углового момента и влаги соответственно фронтальным механизмом. При зональной форме циркуляции 3 выявляется снижение высот волноводов к западу от демаркационной линии и их подъём к востоку от неё. Это объяснимо западно-восточным транспортом влаги к берегам Американского континента. Также наблюдается двухслойный сброс величины углового момента к западу над океаном в Арктике и у Японии. Процесс при форме циркуляции 3 весьма сложный. Выявляется влияние тропического фронта и резкого фронтального переноса влаги и углового момента к югу вдоль Азии и перенос этих же величин даже на нижних тропосферных

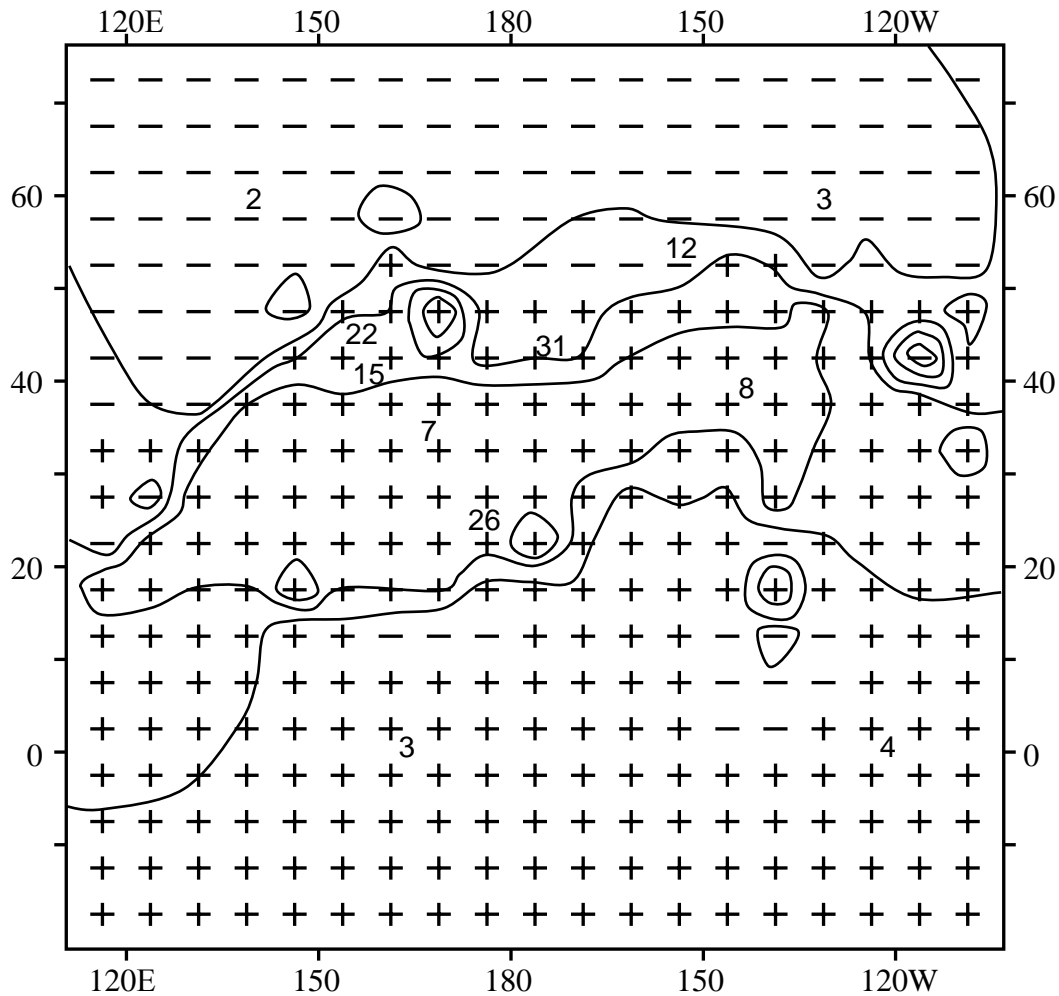


Рис. 2 – Функция тока для ситуации, изображенной на рис. 1 (см. пояснение в тексте).

уровнях к северу вблизи демаркационной линии над Тихим океаном и у Гавайских островов. Однако, направление потоков для этого случая указывает на смещение восточно-западного переноса углового момента в Арктику. Этот факт трудно объяснить и, по-видимому, связан с ледовым покровом Охотского и Берингова морей и малой интенсивностью фронтогенеза при форме циркуляции 3. В расчетах для всех ситуаций использованы полученные нами данные по высотам тропосферных радиоволноводов. В табл.1 даны средние значения высоты нижней границы (H , км), мощности (ΔH , км), индекс преломления (рефракции) (N , ед./км) приподнятых атмосферных волноводов, их среднеквадратические отклонения (σ) для разных районов и сезонов года, и рассчитанные в рамках модели Аракавы значения средних высот радиоволноводов. Анализ показывает, что модель Аракавы, адаптированная к расчетам характеристик тропосферных радиоволноводов, дает достаточно корректные данные. Именно при указанных значениях обеспечивается максимальное значение величины углового момента (по крайней мере, разумный порядок в сравнении с данными Оорта [14]). Для примера укажем: наша средняя оценка относительного углового момента (ед. массы) (на уровне 850 гПа; 25° с.ш.) – $13 \cdot 10^7$, а по данным Оорта – $9 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Отметим, что Оорт получал свои данные с использованием прямых измерений ветра в атмосфере, т.е., по существу, это – эмпирические данные.

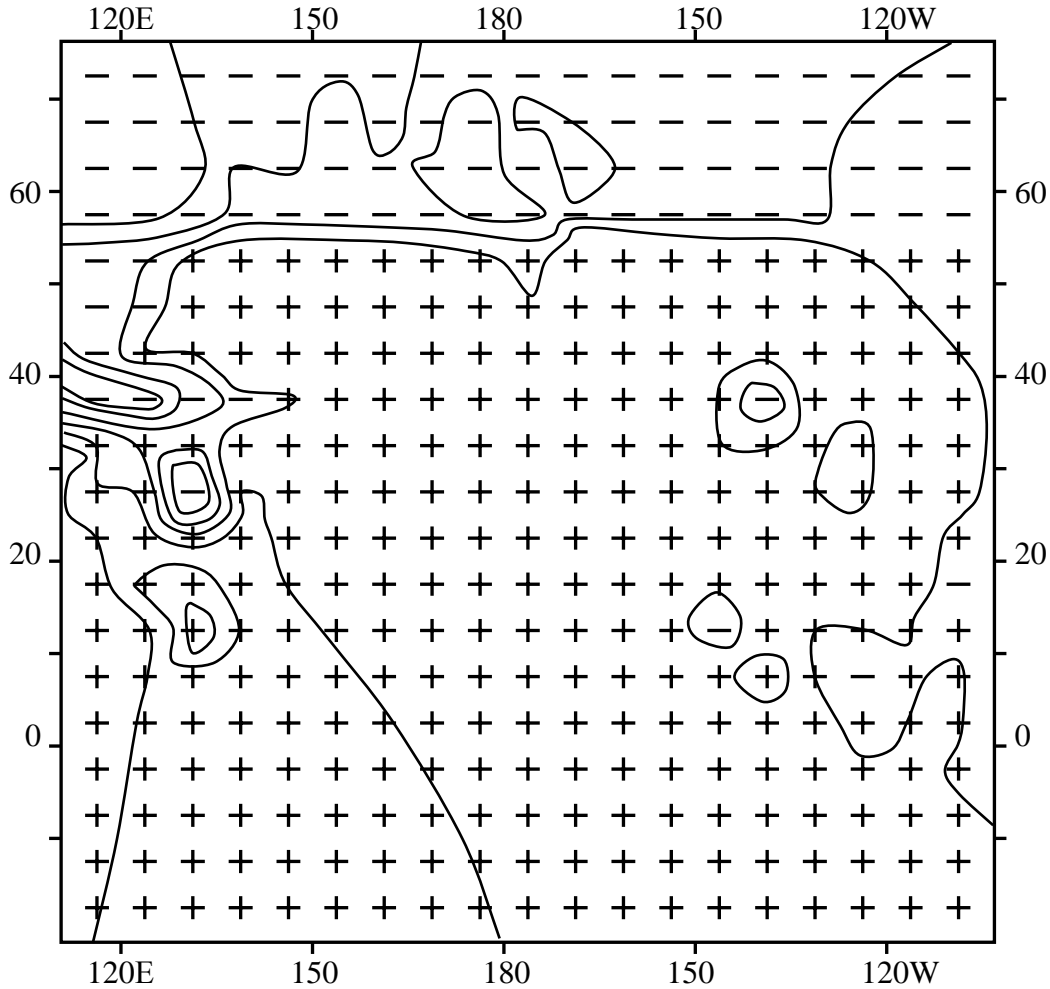


Рис. 3 – Изменение высоты приподнятого тропосферного радиоволновода (см. пояснение в тексте).

Использование в качестве верхнего предела в уравнении для баланса углового момента нефизичных значений ($\sim < 0.3$ км) высот приподнятых тропосферных радиоволноводов приводит к некорректным порядкам величин углового момента. Далее перейдем к изложению результатов имитационного компьютерного эксперимента по изучению динамики (взаимосвязи) всех интересующих нас атмосферных характеристик, в частности, динамики приподнятых тропосферных радиоволноводов (изменения высот), динамики атмосферных фронтов (перемещение фронтальных разделов), переноса атмосферной влаги, баланса и дисбаланса углового момента атмосферы, процесса телеконнекции при изменении формы атмосферной циркуляции с M_1 на форму M_2 по типизации Вангенгейма-Гирса [5, 14, 17,18]. Для устранения разбаланса требуется, чтобы прошла перестройка форм циркуляции, сопровождающаяся перемещением фронтов к востоку и оттоком массы из очагов разбаланса к югу. Изменение высоты радиоволновода адекватно появлению потенциала в поле плотности, создающего течения, которые компенсируют разбаланс по угловому моменту. Вдоль траектории фронтов центробежное ускорение переносит избыточные массы с севера в южном направлении, что устраняет разбаланс углового момента. Проведенные эксперименты позволяют понять следующую логическую схему атмосферных процессов. Во-первых, связь тропосферного радиоволновода с атмосферным влагооборотом и соответственно с формой атмосферной циркуляции через положение фронтальных разделов (атмосферных фронтов как

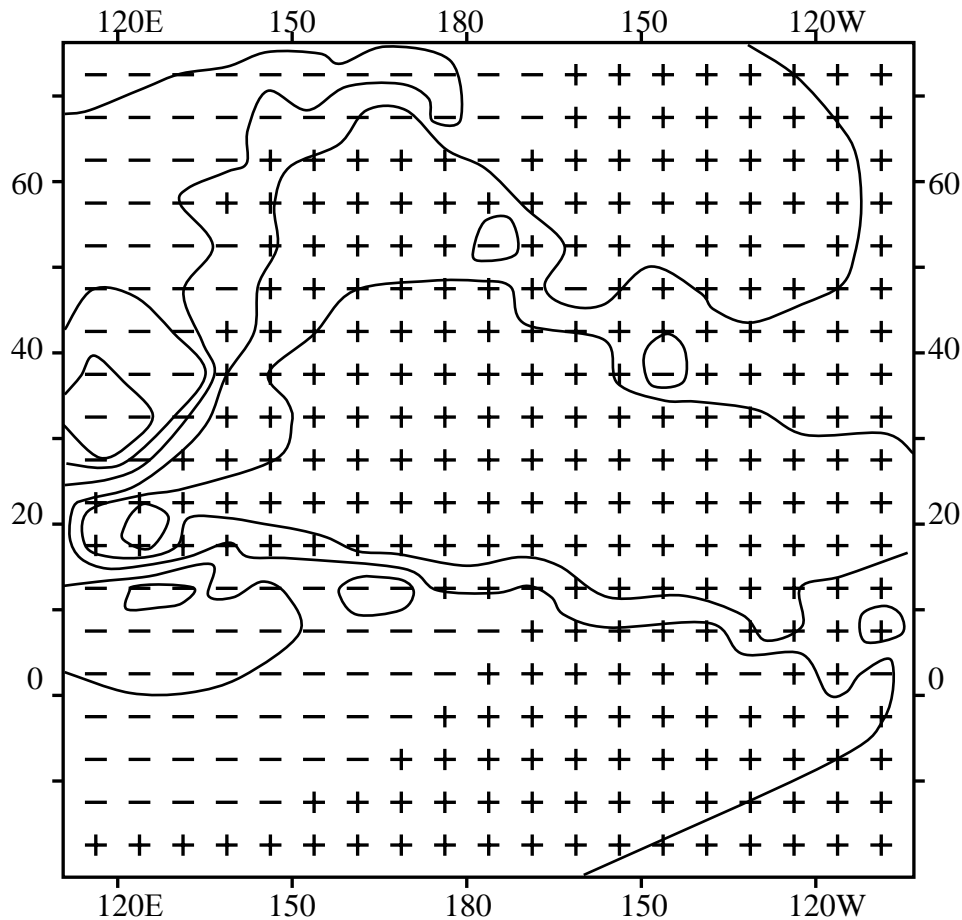


Рис. 4 – Функция тока для ситуации, изображенной на рис. 3 (см. пояснение в тексте).

основных накопителей влаги). Во-вторых, атмосферный влагооборот связан с таким типично низкочастотным процессом как выполнение баланса углового момента. Последний характеризует нарушение баланса вращения атмосферы вместе с Землей, которое может быть при развитии меридиональных процессов с осуществлением переноса массы воздуха и пара между тропическими широтами (с большой линейной скоростью) и медленно вращающимися воздушными массами приполярных широт (собственно это есть процесс медленной телеконнекции). В-третьих, динамика и характеристики атмосферного радиоволновода как раз и связаны с телеконнекцией и, тем самым, с формами циркуляции, с процессами преемственности этих форм (что важно в долгосрочном прогнозе). Перестройки, выражающиеся сменой форм циркуляции, неразрывно связаны с динамизмом поверхности атмосферного радиоволновода. Далее искомые перестройки влекут за собой и смену типового процесса и соответственно возникновение разбаланса углового момента, а тем самым, и возникновение новых циклов атмосферного влагооборота, еще более важного предиктора в долгосрочном прогнозе. На синоптических картах можно видеть формы циркуляции, и в принципе с большими трудностями можно построить карты атмосферного влагооборота; при нарушении баланса углового момента необходимо иметь реально видимый на картах отток массы воздуха и влаги к югу. Дисбаланс углового момента не может оставаться без последствий в атмосфере ввиду достаточно больших сил, задействованных в искомой динамике. Естественно, разбаланс вызывает эффекты сингулярности, т.е. резкую реакцию атмосферы для попытки его устранения.

Таблица 1 – Средние значения высоты нижней границы (H , км), мощности (ΔH , км), индекса преломления (рефракции) (N – ед./км) приподнятых атмосферных волноводов для разных районов и сезонов года по данным [5,13-18]; расчет - настоящая работа

Район наблюд.	Параметр	Февраль	Февраль	Май	Май	Август	Август	Ноябрь	Ноябрь
КП «N»	H	1,43	0,53	1,56	0,42	1,67	0,49	1,62	0,41
	ΔH	0,23	0,12	0,23	0,14	0,25	0,14	0,23	0,12
	N	170	116	169	106	166	131	166	86
	H	1,8		1,9		2,1		2,1	
	ΔH	0,3		0,3		0,4		0,4	
КП «V»	H	1,85	0,70	1,35	0,69	1,63	0,75	1,81	0,58
	ΔH	0,19	0,08	0,21	0,16	0,31	0,17	0,22	0,15
	N	130	63	190	97	157	80	162	97
КП «P»	H	1,68	0,27	1,00	0,42	1,16	0,71	1,14	0,46
	ΔH	0,27	0,10	0,10	0,18	0,26	0,09	0,22	0,08
	N	106	29	29	12	120	51	105	22
Расчет	H	1,8		1,9		2,1		2,2	
	ΔH	0,3		0,3		0,4		0,4	

Такое серьезное воздействие на атмосферу в принципе может во многом явиться причиной смены формы атмосферной циркуляции, которая позволяет быстро устранить дисбаланс углового момента организацией быстрого транспорта влаги и воздуха скоростного вращения с севера на юг к своему моменту вращения. Важно также упомянуть и возможность передачи момента в другие геосферы (гидро-, лито-). Действительно, важнейшая проблема современной физики Земли состоит в уяснении не только атмосферного, но и гидро- и литосферного вкладов в баланс углового момента Земли, а также, возможно, нового вклада в искомый баланс за счет недавно обнаруженного наличия (открытие 2007г.) в ядре Земли естественного ядерного геореактора [21,22]. По крайней мере, уже сейчас активно изучается искомый вклад в радиационный баланс планеты. Более детально, эти вопросы требуют, однако, отдельного фундаментального рассмотрения. Итак, в любом случае динамика тропосферных радиоволноводов, атмосферный влагооборот, выполнение баланса углового момента атмосферы и смена форм циркуляции, их преобладание (а также фронтогенез и телеконнекция) оказываются прямым и обратным образом тесно связанными физическими характеристиками атмосферы, причем динамика их взаимодействия может определять эволюцию атмосферных процессов в долго- и сверхдолгосрочном плане. В заключение авторы считают долгом выразить благодарность д.геогр.н., проф. Кивганову А.Ф., д.ф.-м.н., проф. Ефимову В.А., д.ф.-м.н., проф. Мартазиновой В.Ф. (УНИГМИ, г. Киев) за полезные обсуждения ряда вопросов, затронутых в работе.

Список литературы

1. Глушков А.В., Хохлов В.Н., Амбросов С.В., Свиarenко А.А., Серга Э.Н. Микросистемная технология "Geomath": Глобальные механизмы в атмосферных моделях и баланс углового момента Земли // Укр. гидрометеор. журнал.-2009.-N5.-С. 63-76.
2. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P., Svinarenko A.A., Tsenenko I.A. Sensing the nonlinear interaction between global teleconnection patterns: Micros technology "Geomath"// Sensors Electr. And Microsyst. Techn.-2006.-Vol.4, N1.-P.64-70.
3. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Bunyakova Y.Y., Svinarenko A.A., Solonko T.V. Sensing the correlation between atmospheric teleconnection patterns and sea ice extent: Micros technology "Geomath"// Sensors Electr. And Microsyst. Techn.-2006.- Vol.4, N2.-P.16-19.

4. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Prepelitsa G.P. Wavelet analysis and sensing the total ozone content in the earth atmosphere: Micro technology "Geomath" // Sensors Electr. And Microsyst. Techn.-2005.- N3.-P.43-48.
5. Амбросов С.В. Обобщенный критерий форм циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1999. – Вып. 38. – С. 164-168.
6. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Neural networks and multi-fractal modelling frustrated aquifer systems. "Underground" hydrology and global Earth angular momentum disbalance // Water resources in Asia Pasific Region.- Kyoto, Japan.-2003.-P.1355-1358.
7. Glushkov A., Khokhlov V., Loboda N.S. On the nonlinear interaction between global teleconnection patterns // Quart. Journ. of Royal Meteorol.Soc.-2006.-Vol. 132.-P. 447-465.
8. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // Nonlinear Processes in Geophysics.-2004.-V.11,N3.-P.285-293.
9. Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N. Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal functions approach // Atmospheric Research (Elsevier).-2005.-Vol.77.-P.100-113
10. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Loboda N.S., Serbov N.G., Zhurbenko K. Signatures of low-dimensional chaos in hourly water level measurements at coastal site of Mariupol, Ukraine // Stoch Environ Res Risk Assess (Springer).-2008.-Vol.22,N6.-P.777-788.
11. Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Loboda N.S., Bunyakova Yu.Ya. Short-range forecast of atmospheric pollutants using non-linear prediction method // Atmospheric Environment (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P. 7284-7292.
12. Rusov V.D., Glushkov A.V., Loboda N.S., Khetselius O., Khokhlov V.N., Svinarenko A., Prepelitsa G. On possible genesis of fractal dimensions in turbulent pulsations of cosmic plasma- galactic- origin rays- turbulent pulsation in planetary atmosphere system // Advances in Space Research (Elsevier).-2008.-Vol.42.-P.1614-1627.
13. Русов В.Д., Глушков А.В., Ващенко В.Н. Астрофизическая модель глобального климата Земли – Киев: Наукова Думка, 2005. – 270С.
14. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of Climate – New York: American Institute of Physics, 1992. – 520P.
6. von Storch J. Angular momenta of Antarctic, Arctic Oscillations // Journ.Clim.-2000.- Vol.13- P.681-685.
15. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I // J. Atmos. Sci. – 1974. – Vol. 31. – P. 674-701.
16. Kistler R., Kalnay E., Collins W., et al The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation // Bull. Amer. Met.Soc. – 2001. – Vol. 82. – P. 247-267.
17. Атлас океанов: Тихий океан; Атласа климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария.- Под ред. Хановской И.В.–М.:Гидрометеиздат, 1974.
18. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1971.–280С.
19. Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф. Моделирование климата как задача взаимодействия триплета солитонов (постановка задачи) // Метеорология, климатология и гидрология.-1999.-№38.-С.3-8.
20. Глушков А.В., Ефимов В.А., Кивганов А.Ф. Телескопизированный прогноз атмосферных аномалий на средние сроки // Метеорология, климатология и гидрология.– 1999.– Вып. 38.– С. 9-13.
21. Rusov V.D., Pavlovich V. N., Vaschenko V.N., et al Geoantineutrino spectrum and slow nuclear burning on the boundary of the liquid and solid phases of the Earth's core // Journal of Geophys. Research B.-2007.-Vol.112.-P.09203 (18P.).
22. Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Mavrodiev S., Vachev B. Galactic cosmic rays -cloud effect and bifurcation model of Earth global climate // Bound Vol. of Observatorie Montagne de Moussalla.-2007.-Vol.12.-P.80-90.

Глобальні механізми в атмосферних моделях та баланс кутового моменту Землі -- результати.

Глушков О.В., Амбросова С.В., Серга Е.М., Свиначенко А.А., Буныкова Ю.Я., Лукаш Т.В.

Наведені результати комп'ютерних експериментів на основі нової мікросистемної технології "GeoMath" по моделюванню глобальних механізмів в атмосферних низькочастотних процесах, оцінці балансу кутового моменту Землі та ефектів телеконекція, а також параметрів УКВ радіохвильоводів.

Ключові слова: баланс кутового моменту, атмосферні моделі, телеконекція

Global mechanisms in atmosphere models and balance of the Earth moment -- results.

Glushkov A.V., Ambrosov S.V., Serga E.N., Svinarenko A.A., Bunyakova Yu.Ya., Lukash T.V.

The results of the computer experiments within new microsystems technology "Geomath" on modelling global mechanisms in atmosphere low frequency processes, estimating the Earth angle moment balance and teleconnection effects, and also the parameters of the USW radio-waveguides are presented.

Keywords: angle moment balance, atmosphere models, teleconnection

В.Х. Корбан, Д.В. Корбан, Г.М. Нагорневич, Л.Н. Дегтярева
Одесский государственный экологический университет

ДВУХКОМПОНЕНТНАЯ АНТЕННА ЭЛЛИПТИЧЕСКОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ДОПЛЕРОВСКОЙ МРЛ

В статье рассмотрен принцип построения поляризационной антенны с облучателем, состоящим из 4-х Н-секторных рупоров, раскрыты которых расположены в плоскости экватора металлической сферы, являющейся основным развязывающим устройством.

Ключевые слова: поляризационная антенна, излучатель, параметр Стокса, параболоид вращения, согласованная нагрузка.

Введение. В современной радиолокации освоен широкий диапазон частот электромагнитных колебаний, что обусловило создание большого количества антенн различных типов [1-6]. Так как в подавляющем большинстве антенн переменные токи проводимости возбуждаются в металле, то при решении электродинамических задач, определяющими являются граничные условия, которые сводятся к геометрии токопроводящих элементов и пространственно-временному распределению токов в них. Антенна также оказывает существенное влияние на поляризационный анализ или поляризационную селекцию эхо-сигналов не только точечных целей, но и объемно-распределенных, какими являются облака и связанные с ними опасные явления погоды. Но она является и основным источником погрешностей при осуществлении поляризационного анализа, ограничивающим возможности поляризационных методов. Вопросы исследования поляризационных характеристик антенн рассмотрены в монографиях Канарейкина Д.А., Павлова Н.Ф. и Потехина В.А. [7], Корбана В.Х. [8], Нарбута В.П., Хмеля В.Ф. [9], в книге Есениной Н.А., Королькова Д.Б., Паритского Ю.Н. [10]. Однако до настоящего времени особенно актуален вопрос о снижении кросс-поляризации антенны. Отсутствуют систематизированные сведения по поляризационным характеристикам зеркальных антенн и ведутся дискуссии о влиянии различных факторов на уровень кросс-поляризации [11, 12, 13, 14]. Многие работы посвящены устройству различных излучателей зеркальных антенн, симметрированию их характеристик, исследованию поляризационных помех в виде сигналов на ортогональной или перестраиваемой поляризации. Большое количество работ как в СНГ, так и за рубежом посвящено исследованию кросс-поляризационного излучения осесимметричных параболических антенн [15-25]. Вопросам развязки между ортогональными каналами излучателей как зеркальных, так и параболических антенн до настоящего времени не уделялось существенного внимания.

Для приема двухкомпонентной антенной электромагнитной волны любой поляризации без поляризационных потерь, необходимо обеспечить преобразование в электрический сигнал одновременно двух ортогональных компонент принимаемой волны на выходе поляризационного селектора. Операторы поляризационного селектора такой антенны являются комплексно сопряженными по i от операторов поляризационного преобразования. Тогда параметры поляризации такой антенны как для режима приема, так и для режима передачи будут одни и те же φ_A , θ_A (φ - угол ориентации эллипса поляризации, θ - угол эллиптичности).

В настоящей статье предлагается новый подход к построению излучателя зеркальной антенны МРЛС с поляризационной селекцией сигналов.

Цель и методы исследований. Целью исследования является разработка двухкомпонентной антенны эллиптической поляризации, обладающей высокими радиотехническими характеристиками. В рассматриваемой антенне основное внимание уделяется взаимосвязи между поляризационным коэффициентом приема, поляризационными параметрами антенны и принимаемой электромагнитной волны. С помощью статистических характеристик поляризационного коэффициента приема можно оценивать потенциальные и информационные возможности двухкомпонентной антенны. Методика оценки поляризационных параметров электромагнитной волны основана на анализе параметров Стокса.

Результаты исследований и их анализ. Известно, что в раскрыве антенны МРЛС присутствует кросс-поляризационная компонента электромагнитной волны, ортогональная основной поляризации, возникающая из-за поворота вектора электрического поля при отражении от зеркала. Кросс-поляризационная компонента приводит к появлению в диаграмме направленности антенны метеорологического локатора компонент кросс-поляризации. Антенна выступает в роли поляризатора, который изменяет поляризацию излучения. В качестве параметров, характеризующих изменение поляризации в антенне можно использовать энергетические параметры Стокса I, Q, U, V , связь между которыми на выходе и входе антенны устанавливается по аналогии с оптикой при помощи известной матрицы Мюллера $M = \parallel m_{i,j} \parallel$, где $i, j = 1, 2, 3, 4$ следующим образом [26]

$$S_{вых} = M \cdot S_{вх}, \quad (1)$$

где

$$[S_{вых}] = \begin{bmatrix} I_{вых} \\ Q_{вых} \\ U_{вых} \\ V_{вых} \end{bmatrix}, \quad [S_{вх}] = \begin{bmatrix} I_{вх} \\ Q_{вх} \\ U_{вх} \\ V_{вх} \end{bmatrix}, \quad [M] = \begin{bmatrix} m_{11} & m_{12} & m_{13} & m_{14} \\ m_{21} & m_{22} & m_{23} & m_{24} \\ m_{31} & m_{32} & m_{33} & m_{34} \\ m_{41} & m_{42} & m_{43} & m_{44} \end{bmatrix}. \quad (2)$$

Здесь S - вектор-параметр Стокса, т.е. $\tilde{S} = (I, Q, U, V)$.

Матрица Мюллера для антенны МРЛС определяется ее диаграммой направленности, т.е. ее сечениями в ортогональных плоскостях. Из (1) с учетом (2) параметры Стокса имеют вид:

$$\begin{aligned} I_{вых} \frac{1}{D} &= m_{11} I_{вх} + m_{12} Q_{вх} + m_{13} U_{вх} + m_{14} V_{вх}, \\ Q_{вых} \frac{1}{D} &= m_{21} I_{вх} + m_{22} Q_{вх} + m_{23} U_{вх} + m_{24} V_{вх}, \\ U_{вых} \frac{1}{D} &= m_{31} I_{вх} + m_{32} Q_{вх} + m_{33} U_{вх} + m_{34} V_{вх}, \\ V_{вых} \frac{1}{D} &= m_{41} I_{вх} + m_{42} Q_{вх} + m_{43} U_{вх} + m_{44} V_{вх}, \end{aligned} \quad (3)$$

где $m_{11} = \frac{1}{2} \left(f_x^2 + f_y^2 + |f_{xy}|^2 + |f_{yx}|^2 \right),$

$$m_{12} = \frac{1}{2} \left(f_x^2 - f_y^2 + |f_{xy}|^2 - |f_{yx}|^2 \right),$$

$$\begin{aligned}
 m_{13} &= f_x \varphi_{yx} + f_y \varphi_{xy}, \\
 m_{14} &= f_x \psi_{yx} - f_y \psi_{xy}, \\
 m_{21} &= \frac{1}{2} \left(f_x^2 - f_y^2 + |f_{yx}|^2 - |f_{xy}|^2 \right), \\
 m_{22} &= \frac{1}{2} \left(f_x^2 + f_y^2 - |f_{xy}|^2 - |f_{yx}|^2 \right), \\
 m_{23} &= f_x \varphi_{yx} - f_y \varphi_{xy}, \\
 m_{24} &= f_x \psi_{yx} + f_y \psi_{xy}, \\
 m_{31} &= f_x \varphi_{xy} - f_y \varphi_{yx}, \\
 m_{32} &= f_x \varphi_{xy} - f_y \varphi_{yx}, \\
 m_{33} &= \varphi_{xy} \varphi_{yx} + \psi_{yx} \psi_{xy} + f_x f_y, \\
 m_{34} &= \varphi_{xy} \psi_{yx} - \varphi_{yx} \psi_{xy}, \\
 m_{41} &= f_y \psi_{yx} - f_x \psi_{xy}, \\
 m_{42} &= f_x \psi_{xy} + f_y \psi_{yx}, \\
 m_{43} &= \varphi_{xy} \psi_{yx} - \varphi_{yx} \psi_{xy}, \\
 m_{44} &= f_x f_y - \varphi_{xy} \varphi_{yx} - \psi_{xy} \psi_{yx}.
 \end{aligned}$$

В формулах (3) f_x , f_y , $|f_{xy}|$, $|f_{yx}|$ - нормированные диаграммы направленности по двум основным и двум кросс-поляризационным компонентам поля. При этом $I_m f_x = I_m f_y = 0$, $f_{xy} = \varphi_{xy} + i \cdot \psi_{xy}$, $f_{yx} = \varphi_{yx} + i \cdot \psi_{yx}$, D - максимальное значение коэффициента направленного действия антенны. Структура матрицы Мюллера позволяет определить характер возникающей в антенне МРЛС паразитной модуляции, оценить ее количество, найти возможные направления распространения паразитного сигнала. Так, при одинаковых основных ортогональных поляризациях в антенне, одинаковыми будут и диаграммы направленности, т.е. $f_x = f_y = f$, а кросс-поляризация отсутствует ($f_{xy} = f_{yx} = 0$). Матрица Мюллера становится единичной и антенна МРЛС не искажает поляризацию эхо-сигнала облаков и осадков для углов, где $f_x = f_y = f$ и $f_{xy} = f_{yx} = 0$. Для осесимметричных параболоидов вращения $\psi_{xy} = \psi_{yx} = 0$, а элементы матрицы Мюллера $m_{jy} = m_{yj} = 0$ ($j = 1, 2, 3$). У таких антенн при приеме неполяризованного эхо-сигнала ($I_{ex} = I$, $Q_{ex} = U_{ex} = V_{ex} = 0$) возникает паразитная линейная поляризация. Для ее устранения необходимо выравнять диаграммы направленности антенны в E и H -плоскостях. Приведенный анализ присущ и для двухканальной схемы радиополяриметра, у которого эхо-сигнал поступает на входы приемников отдельно по двум плоскостям поляризации. При неточной установке облучателей возникает паразитный сигнал. В работе [26] описан прием радиоизлучения на две антенны круговой поляризации с отдельной оценкой интенсивности сигналов с выходов обеих антенн. На выходе поляриметра измерялись параметры Стокса. При этом возникли две погрешности измерения:

1. Погрешность обусловленная неточностью изготовления антенны, из-за чего появляется перекрестная наводка, уровень которой около – 30 дБ.

2. Погрешность обусловленная различием поляризаций приемных и круговых антенн.

Если высокочастотную часть можно изготовить с достаточно высокой точностью, то антенная система, в которой используются облучатели различных типов, в современных радиолокационных системах еще далека до совершенства. Например, в случае использования в качестве облучателя параболоида конца круглого волновода или круглого рупора с осевой симметрией (волна типа H_{11}), паразитная поляризация обусловлена тем, что главный лепесток диаграммы направленности антенны имеет разную ширину в E и H -плоскостях, составляющих по отношению к E и H -плоскостям 45° .

В соответствии с [27, 28] поле в раскрыве параболоида вращения выражается через компоненты поля облучателя E_θ и E_φ в точке поверхности зеркала ρ , θ , φ следующим образом (рис.1)

$$\left. \begin{aligned} E_x &= E_\theta \sin \varphi + E_\varphi \cos \varphi \\ E_y &= E_\theta \cos \varphi - E_\varphi \sin \varphi \end{aligned} \right\}. \quad (4)$$

Амплитуды поля облучателя при облучении линейно поляризованной волной определяются следующим образом

$$\left. \begin{aligned} E_\theta &= f_1(\theta) \sin \varphi \\ E_\varphi &= f_2(\theta) \cos \varphi \end{aligned} \right\}. \quad (5)$$

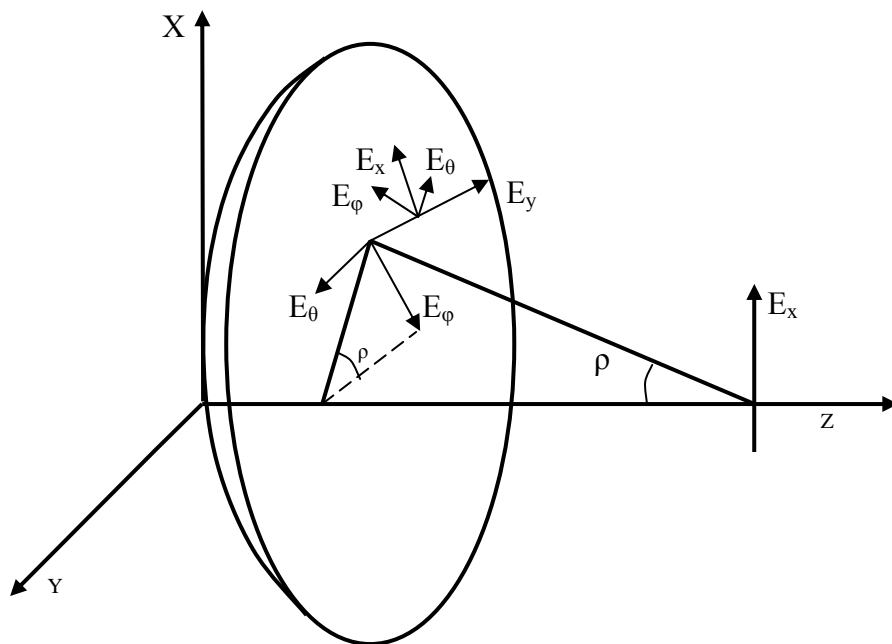


Рис.1 - Поле в раскрыве параболоида.

Тогда для круглого открытого конца волновода

$$\left. \begin{aligned} f_1(\theta) &= E \left(1 + \frac{\lambda_0}{\lambda_g} \cos \theta \right) \frac{I_1(K a \sin \theta)}{K a \sin \theta} \\ f_2(\theta) &= E \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_g} + \cos \theta \right) \frac{I_1'(K a \sin \theta)}{1 - \left(\frac{\lambda_{кр} a}{\lambda_0} \sin \theta \right)^2} \end{aligned} \right\}, \quad (6)$$

где λ_0 - длина волны в свободном пространстве;

λ_g - длина волны в волноводе;

$\lambda_{кр}$ - критическая длина волны в волноводе;

K, a - постоянные коэффициенты.

Для фиксированного θ и разных φ поле в раскрыве параболоида запишется в виде:

$$\begin{aligned} \varphi = 0, & \quad E_x = f_2(\theta), & \quad E_y = 0, \\ \varphi = \frac{\pi}{4}, & \quad E_x = 0,7 \sqrt{f_2^2 + f_1^2}, & \quad E_y = 0,7 \sqrt{|f_2^2 - f_1^2|}, \\ \varphi = \frac{\pi}{2}, & \quad E_x = f_1(\theta), & \quad E_y = 0, \\ \varphi = \frac{3\pi}{4}, & \quad E_x = 0,7 \sqrt{f_2^2 + f_1^2}, & \quad E_y = 0,7 \sqrt{|f_2^2 - f_1^2|}. \end{aligned}$$

Таким образом, поле в раскрыве параболоида имеет неодинаковое распределение по осям x и y , а в направлении под углом $\pm 45^\circ$ к этим осям добавляются компоненты поля E_y (рис.2).

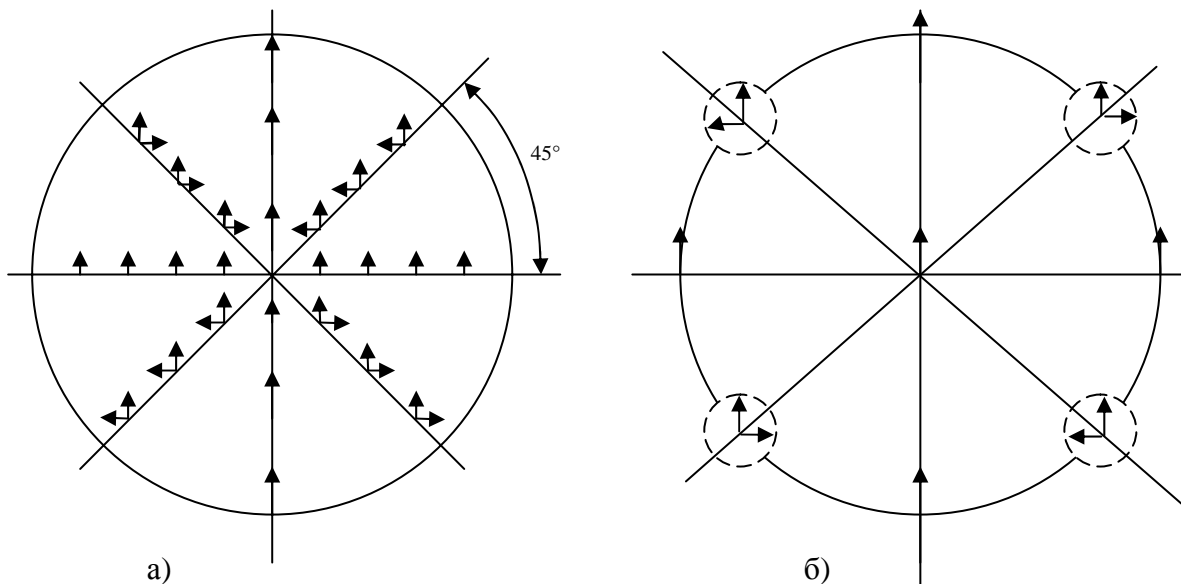


Рис.2. - Распределение поля в раскрыве зеркала (а) и соответствующее ему распределение в диаграмме антенны (б), прерывистой линией показаны лепестки с кросс-поляризацией.

Приведенная диаграмма антенны приводит к поляризации точечного неполяризованного источника расположенного не на оси диаграммы.

Для оценки степени поляризации такого источника, неполяризованное излучение можно представить как две взаимно-перпендикулярные некогерентные линейно поляризованные компоненты с интенсивностью

$$\left. \begin{aligned} I_x &= \frac{I_0}{2} \left[G_0(\theta_1) + \frac{\Delta G(\theta_1)}{2} \right] \\ I_y &= \frac{I_0}{2} \left[G_0(\theta_1) - \frac{\Delta G(\theta_1)}{2} \right] \end{aligned} \right\}, \quad (7)$$

где I_0 - общая интенсивность источника излучения;

G - коэффициент усиления антенны.

Тогда степень поляризации

$$m_1(\theta) = \frac{I_x - I_y}{I_x + I_y} = \frac{\Delta G(\theta_1)}{2G_0(\theta_1)}, \quad (8)$$

или по отношению к общей интенсивности источника

$$m_2(\theta) = \Delta G(\theta). \quad (9)$$

По оси диаграммы антенны ($\theta = 0$) источник не поляризуется.

С целью сведения к минимуму паразитной поляризации в антенне используются различные устройства (контррефлекторы, облучатели с выходным отверстием в форме ромба или шестиугольника, треугольника, трапеции, облучатели с ребристой структурой внутренних стенок и др.) [9, 29].

Симметрирование диаграммы антенны особенно необходимо при одновременном измерении всех параметров поляризации. Наиболее подходящим облучателем для линейной поляризации источника является прямоугольный рупор, с помощью которого можно всегда получить симметричную диаграмму антенны. Диаграмма излучения прямоугольного рупора согласно [30] определяется из условия

$$\left. \begin{aligned} E_\theta &= F(\theta, \varphi) \left[1 + \frac{\lambda_0}{\lambda_g} \cos \theta \right] \sin \varphi \\ E_\varphi &= F(\theta, \varphi) \left[\frac{\lambda_0}{\lambda_g} + \cos \theta \right] \cos \varphi \end{aligned} \right\}. \quad (10)$$

При $\frac{\lambda_0}{\lambda_g} \approx 1$, паразитная компонента E_y в раскрыве зеркала будет отсутствовать. Кроме того, если отношение широкого и узкого размеров рупора $\frac{a}{b} = 1,4$, облучение в E - и H -плоскостях будет одинаково. При соблюдении этих условий диаграмма антенны будет симметричной без кросс-поляризации. При измерении с круговой поляризацией, паразитную линейную поляризацию можно не учитывать из-за ее малости.

В настоящее время за рубежом интенсивно внедряются доплеровские МРЛС, работающие в импульсном режиме. Такие МРЛС приходят на смену некогерентным, которые уже морально устарели и малоэффективны. Однако и в новых типах МРЛС в качестве наиболее информативного параметра пока еще не используется

поляризация электромагнитной волны, хотя теоретическому и экспериментальному обоснованию информативности поляризационных параметров посвящены многие работы как у нас в стране, так и за рубежом, что дало возможность получить новые сведения о характеристиках исследуемого объекта.

Для использования информации, заключающейся в поляризационных параметрах эхо-сигналов облаков и осадков, в дополнение к доплеровской информации в перспективной МРЛС нами рассматривается зеркальная антенна с поляризационным облучателем и облучателем, состоящим из двух синфазно запитываемых рупоров (рис.3). В состав антенны входят параболоид и три независимых облучателя, два из которых образованы диаметрально расположенными на экваторе металлической сферы раскрывами прямоугольного сечения или H -рупорами (рис.4), соединенных внутри сферы волноводами и тройниками для приема ортогональных компонент электромагнитного поля.

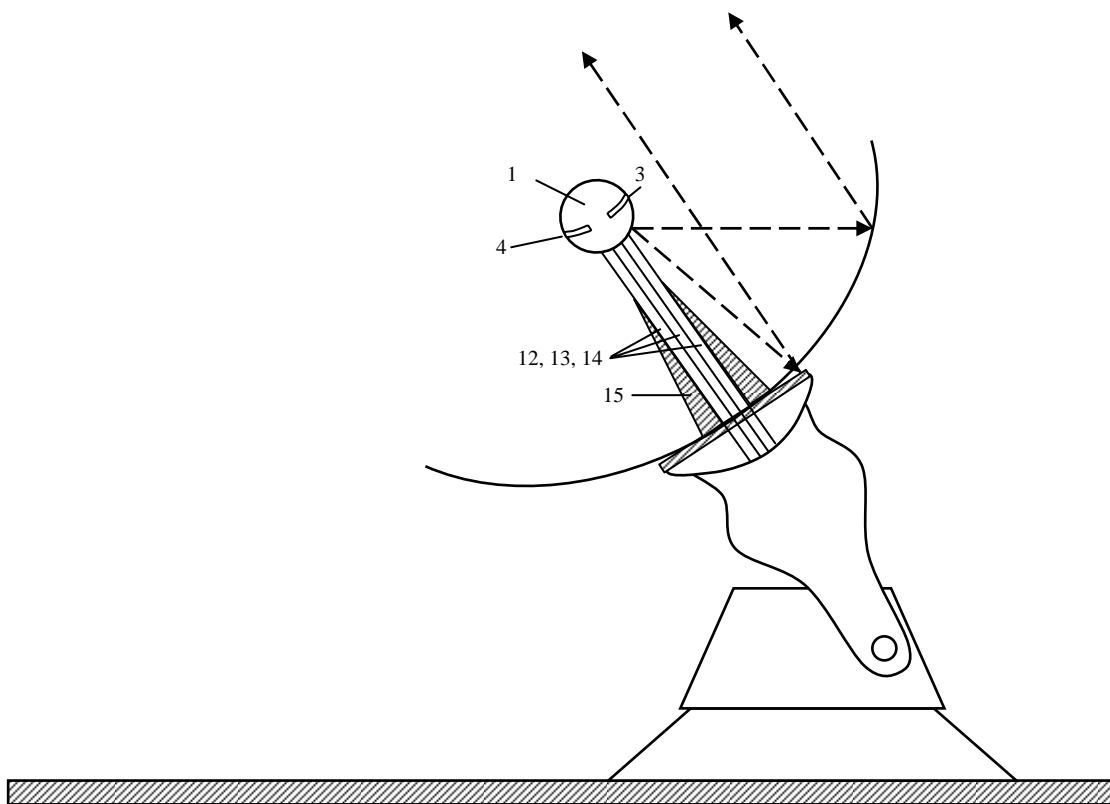


Рис.3 - Общий вид поляризационной антенны доплеровской МРЛС (раскрыв – 3000 мм, фокусное расстояние – 1320 мм).

Третий облучатель состоит из двух рупоров, которые запитываются синфазно, расположены симметрично около одного из полюсов сферы и развернуты вокруг оси, соединяющих два полюса на 45° (рис.5).

Раскрывы рупоров облучателя также объединены металлической, хорошо проводящей сферой, которая создает большую развязку между тремя излучателями. Режим работы антенны на излучение с линейной поляризацией доплеровского канала и одновременно излучаемыми синфазными взаимно ортогональными компонентами возможен за счет поворота плоскости раскрыва доплеровского излучателя вокруг оптической оси антенны на 45° . Таким образом, появляются проекции вектора E на оси X и Y антенны, которые равны между собой и

синфазны. Для поляризационного режима создаются две приемные системы излучателей 3, 4 (рис.5), имеющих общий с излучателем 5 фазовый центр и раскрывы которых находятся в плоскости экватора 1 металлической сферы. Оба раскрыва (прямоугольные волноводы или H -секториальные рупоры) каждого излучателя соединяются с волноводными тройниками внутри сферы одинаковыми как по форме, так и по длине волноводными отрезками. В E -тройнике противофазные сигналы при переходе в плечо E складываются в фазе (свойство E -тройника). Выводы трех излучателей осуществляются через полюс сферы сложенными вместе широкими стенками прямоугольных волноводов, которые располагаются по оптической оси антенны внутри трубы стойки 15 (рис.3) слегка конической формы.

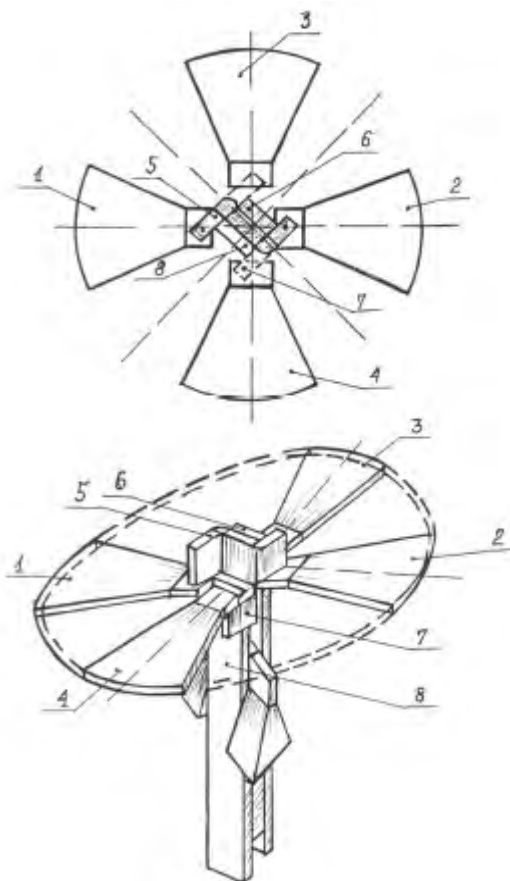


Рис.4 – Взаимное расположение рупорных облучателей по экватору сферы: 1 – 4 - рупорные облучатели; 5 – 7 – волноводные тройники; 8 – прямоугольный волновод.

Передающий рупор 5 состоит из двух половинок одинаковых размеров, соединенных H -тройником внутри сферы. Такая конструкция передающего излучателя исключает его крепления штангами, вынесенными из оси симметрии (оптической оси), что дополнительно создает условие для лучшей развязки.

Все три пары раскрывов излучателей замкнуты хорошо проводящей металлической сферой (бронза, латунь, медь). Надежный контакт со сферой обеспечивается пайкой по контуру каждого раскрыва. Металлическая сфера является основным развязывающим устройством между каналами излучателей, т.к. ползущие волны на сфере испытывают большое затухание, что вместе с симметричным расположением трех излучателей обеспечивает развязку более 30 дБ.

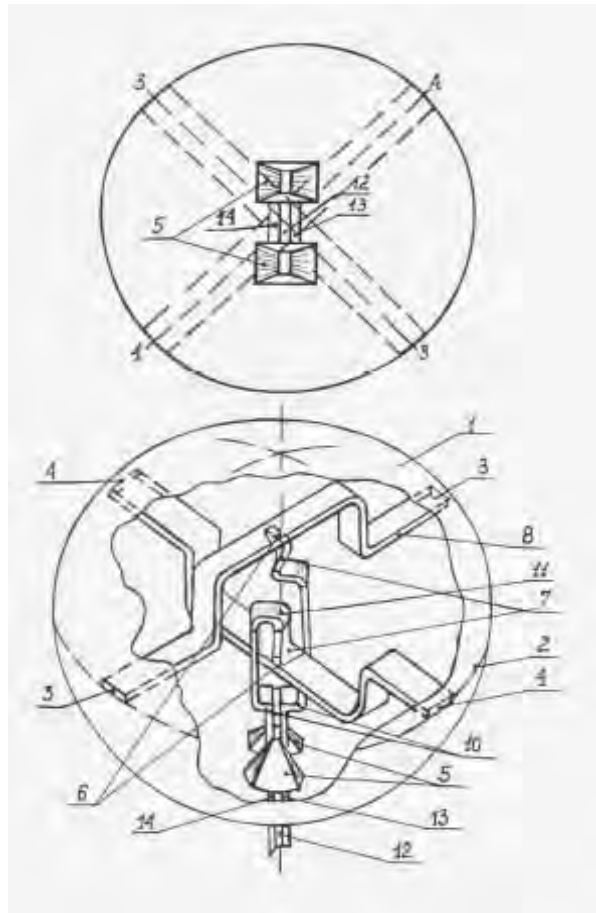


Рис.5 – Функциональная схема излучателя: 1 – сферическая поверхность; 2 – экваториальная линия стыка двух полушар; 3 – излучающие отверстия X -поляризации; 4 – излучающие отверстия Y -поляризации; 5 – два синфазно запитываемых передающих рупора, плоскости поляризации которых развернуты на 45° к осям X и Y ; 6 – тройник с отводом в E -плоскости; 7 - скрутка на 45° ; 8 - волновод X -поляризованной компоненты; 9 - волновод Y -поляризованной компоненты; 10 – сдвиговые секции волноводов; 11 - секция волноводного поворота на 180° ; 12 - волновод, запитывающий рупорные излучатели; 13 – волновод, запитывающий X -поляризованный излучатель; 14 - волновод, запитывающий Y -поляризованный излучатель.

Поляризационная характеристика облучателя при заданной форме зеркала антенны позволяет уменьшить или свести до минимума уровень кросс-поляризованного излучения антенны. Рассмотренный облучатель осесимметричной параболической антенны можно рассматривать как совокупность электрического и магнитного диполей с равными модулями их моментов и характеризуются следующими параметрами:

- 1) токи в раскрыве зеркала параллельны и Y -я компонента тока будет отсутствовать;
- 2) фронт волны, излучаемой облучателем, близок к сферическому;
- 3) диаграмма направленности имеет ширину, согласованную с углом раскрыва зеркала;
- 4) поле, излучаемое облучателем, имеет заданную поляризацию;
- 5) размеры и форма облучателя не затеняют раскрыв зеркала;
- 6) облучатель пропускает заданную мощность излучения и хорошо согласован с фидером.

Выводы.

- 1) В статье рассмотрена схема построения поляризационного излучателя доплеровской МРЛС, который позволяет осуществить как доплеровский, так и поляризационный режим работы.
- 2) Предложенная конструкция излучателя устраняет теневой эффект в параболической антенне МРЛС.
- 3) Осесимметричное расположение сферического излучателя с четырьмя ортогональными рупорами дает хорошую развязку между ортогональными каналами и сводит до минимума кросс-поляризацию.
- 4) Впервые в антеннах МРЛС использован излучатель, у которого в качестве развязывающего устройства применена металлическая сфера.

Список литературы

1. Лавров А.С., Резников Г.Б. Антенно-фидерные устройства. – М.:Изд. «Сов.радио», 1974. – 360 с.
2. Белоцерковский Г.Б. Основы радиотехники и антенны. – М.:Изд. «Сов.радио», 1969. – 326 с.
3. Драбкин А.Л., Зузенко В.Л. Антенно-фидерные устройства. – М.:Изд. «Сов.радио», 1961. – 250 с.
4. Марков Г.Т. Антенны. – М.:Госэнергоиздат, 1960. – 175 с.
5. Фрадин А.З. Антенно-фидерные устройства. – М.:Изд-во «Связь», 1977. – 435 с.
6. Антенны и устройства СВЧ / Под ред. Воскресенского Д.И. - М.: «Сов.радио», 1972. – 318 с.
7. Канарейкин Д.Б., Павлов Н.Ф., Потехин В.А. Поляризация радиолокационных сигналов. - М.:Изд-во «Сов.радио», 1966. – 429 с.
8. Корбан В.Х. Поляризаційна селекція хмар і опадів: Монографія. – Одеса: ТОВ «Зовнішрекламсервіс», 2004. – 248 с.
9. Нарбут В.П., Хмель В.Ф. Поляризация излучения зеркальных антен. – К.:Головное изд-во объединения «Вища школа», 1978. – 267 с.
10. Есенкина Н.А., Корольков Д.В., Парийский Ю.Н. Радиотелескопы и радиометры. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
11. Есенкина Н. А. и др. Метод устранения паразитной поляризации в антенне переменного профиля // Радиотехника и электроника, 1969. - Т.14, № 10. – С.15-20.
12. Антенны / Под ред. Ю.И.Муравьева. – Л.: ВКАС, Т.1, 1963. – 542 с.; Т.2, 1963. – 629 с.
13. Фрадин А.З. Квадратный пирамидальный рупор с одинаковыми диаграммами направленности в E - и H -плоскостях // М.:Электросвязь, № 9, 1961. – С.39-43.
14. Ямпольский В.Г., Петрова В.Г. О направленных свойствах рупорно-параболической антенны. – В кн. «Антенны», вып.17, 1973. – С.2-14.
15. Белов И.Ф. О некоторых возможностях уменьшения кросс-поляризационной компоненты излучения осесимметричных параболических антенн // Труды 5-ой Всесоюзной конференции по радиоастрономии ИРЭ АН УССР. - Харьков: 1965.
16. Даниленко О.Г., Нарбут В.П., Хмель В.Ф. Экспериментальное исследование кросс-поляризационных диаграмм параболических антенн // Вопросы радиоэлектроники, 1968. - серия ОТ. - Вып. 24.
17. Дорохов А.П., Токарский П.А. Компенсационный метод снижения уровня боковых лепестков // Радиотехника. - Харьков. : Изд. ХГУ, 1971. - Вып. 19.
18. Кинбер Б.Е. О боковом излучении зеркальных антенн // Радиотехника и электроника, 1961.- Т.6. - № 4. – С.9-14.

19. Князева Л.В. Расчет диаграммы направленности антенны Коссегрена для основной и кросс-поляризационной составляющих поля. // Антенны, М.:Связь, 1976. - Вып.24.
20. Крони Д., Уоллис П. Система подавления боковых лепестков диаграммы направленности антенн первичного радиолокатора // Зарубежная радиоэлектроника, 1966. - № 5.
21. Максименко М.Д. О влиянии паразитной поляризации наземных и бортовых антенн на точностные характеристики курео-глиссадной системы инструментального захода на посадку // Вопросы радиоэлектроники, 1973. - Вып. 7, серия ОТ.
22. Метрикин А.А., Соколов В.С. Расчет поля перекрестной поляризации, создаваемой рупорно-параболической антенной // Труды ЦНИИС, 1964. - Вып.2 (34).
23. Chen C. C., Glaser J.I., Nakatani D.I. Cross Polarization of Offset Paraboloid Reflectors. // Ind. IEEE Symp. Program and Dig. 1974. - AP-S. - No 4.
24. Gans M.I. Cross-polarization in Reflector-tube Beam Waveguides and Antennas. // Bell Syst. Tech., 1975. - v.54. - P.1319-1340.
25. Chobrial S. I. Co-Polar and Cross-Polar Diffraction Images in the Focal Polarization. // IEEE, Trans, 1976. - V.AP-24. - No 4.
26. Богородский В.В., Канарейкин Д.Б., Козлов А.И. Поляризация рассеянного и собственного радиоизлучения земных покровов. – Л.:Гидрометеиздат, 1980. - 279 с.
27. Антенны сантиметровых волн. / Под ред. Я.Н. Фельда. – М.:Изд-во «Сов.радио», 1950. - 250 с.
28. Известия Главной астрономической обсерватории в Пулкове. // Л. – 1958. - Т. XXI. - Вып. 5. - № 164.
30. Гусев К.Г., Филатов А.Д., Соколов А.П. Поляризационная модуляция. – М.:Изд-во «Сов.радио», 1974. – 285 с.

Двокомпонентна антена еліптичної поляризації доплерівської МРЛ.

Корбан В.Х., Корбан Д.В., Нагорневич Г.М., Дегтярьова Л.М.

В статті розглядається принцип побудови поляризаційної антени з випромінювачем, який складається з 4-секторних рупорів, розкриття яких розташовані в площині екватора металеві сфери, яка є основним розв'язувальним пристроєм.

***Ключові слова:** поляризаційна антена, випромінювач, параметр Стокса, параболоїд обертання, узгоджене навантаження.*

Two-component antenna of elliptic polarization for Meteorological Radio-locator with effect of Doppler. Korban V. Ch., Korban D.V., Nagornevitch G.M., Degtjarjeva L.N.

The principle of construction of the polarizing antenna with emanator is considered in this article. Emanator of the antenna are four horns located on equator of sphere. The axes of horns are displaced rather each other on 90 degrees. The metal sphere is the main untying device.

***Keywords:** the polarizing aerial, radiator, Stox parameter, paraboloid of rotation, matching load.*

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЯХ УКРАИНЫ

Рассмотрен метод расчета суммарной солнечной радиации, позволяющий получать значения всех радиационных потоков по данным сетевых метеорологических наблюдений. Построены карты пространственного распределения месячных сумм суммарной радиации для Одесской, Херсонской и Николаевской области. Найдены среднемесячные значения углов наклона приемных поверхностей, на которые поступает наибольшее количество солнечной радиации. Информация необходима при установке и эксплуатации различных гелиоэнергетических устройств.

Ключевые слова: солнечная энергия, солнечная радиация, оптимальные углы наклона приемных поверхностей, гелиоустановки.

Постановка проблемы. Дефицит энергии и ограниченность топливных ресурсов заставляют многие страны переходить на разработку и использование альтернативных источников энергии. Одним из вариантов решения этой проблемы является использование солнечной энергии. Созданы и создаются устройства, использующие солнечную энергию, например, такие как: зарядные устройства, водонагреватели и автономные фотоэлектрические системы (ФЭС) различной мощности, применяемые для электроснабжения производственных и жилых объектов.

Дальнейшее развитие гелиоэнергетики требует информации о статистических закономерностях временного и пространственного распределения потоков солнечной радиации, так как использование солнечной энергетики будет оправданным, если предварительно выполнены оценки фактических энергетических потоков солнечного излучения в районе предполагаемой установки ФЭС.

В работе представлен метод расчета суммарной солнечной радиации по данным метеорологических наблюдений, выполняемых в синоптические сроки наблюдения. Использование массовой метеорологической информации позволяет глубже и шире изучать пространственное и временное распределение солнечной радиации [1], так как непосредственных актинометрических наблюдений крайне мало, особенно в юго-западных областях Украины. Предложенный метод позволяет рассчитывать средние значения суммарной солнечной радиации для часовых временных интервалов с учетом постоянно изменяющихся погодных условий [2].

Формулировка целей статьи. Целью работы является исследование статистических закономерностей временного и пространственного распределения фактических потоков солнечной радиации и нахождение оптимальных углов наклона и экспозиции приемных поверхностей систем ФЭС, а также сравнение полученных результатов с данными климатических справочников.

Материалы и методы исследований. В работе использованы данные метеорологических наблюдений в сроки 6,00; 9,00; 12,00; 15,00; 18,00 истинного солнечного времени по 17 станциям Одесской, Николаевской и Херсонской областей за 1996-2000 гг.

Солнечная радиация зависит от множества факторов. К ним относятся астрономические и метеорологические факторы такие как: широта места, высота Солнца, влажность воздуха, метеорологическая дальность видимости, прозрачность атмосферы, количество и форма облачности, характер загрязнения атмосферы, а также угол наклона и азимута приемных поверхностей.

Поток суммарной радиации, поступающей на поверхность различного наклона и ориентации f_α , представляет собой сумму прямой S и рассеянной радиации D , а с учетом поправок на оптическую массу атмосферы m_a , прозрачность атмосферы C , парциальное давление водяного пара (фактор мутности) в атмосфере f_e , облачность $f_{обл}$ суммарная радиация рассчитывается следующим образом

$$Q = (S + D) \cdot f_{обл}, \quad (1)$$

здесь прямая солнечная радиация S_0 на перпендикулярную поверхность определена формулой Кастрова

$$S = S_0 f_\alpha f_e = \left(\frac{I_0 \cdot \varepsilon}{1 + C \cdot m_a} \right) f_\alpha f_e, \quad (2)$$

а рассеянная радиация D формулой Сивкова

$$D = 0,38 \cdot C \cdot S_0 \cdot f_e \cdot f_D. \quad (3)$$

В формулах (1), (2) и (3) приняты следующие обозначения: $I_0 = 1368$ Вт/м.кв – солнечная постоянная; C – прозрачность атмосферы; m_a – оптическая масса атмосферы; ε – эксцентриситет орбиты.

Эксцентриситет зависит от среднего угла орбиты θ_0 и календарного дня года J

$$\varepsilon = 1,000110 + 0,034221 \cos \theta_0 + 0,001280 \sin \theta_0 + 0,000719 \cos 2\theta_0 + 0,000077 \sin 2\theta_0,$$

где $\theta_0 = 2\pi \cdot J / 365$.

Оптическая масса атмосферы m_a находится из соотношений

$$m_a = \begin{cases} \frac{1}{\sin h_\odot} & \text{при } h_\odot > 7^\circ \\ 42,35(h_\odot^\circ + 1)^{-0,795} & \text{при } h_\odot \leq 7^\circ \end{cases}. \quad (4)$$

В состав формулы (2) входит функция (f_α), учитывающая наклон и ориентацию поверхности, определяемая формулой

$$f_\alpha = [\sin h_\odot \cdot \cos \alpha + \cos(A_\odot - A_\Pi) \cdot \cos h_\odot \cdot \sin \alpha], \quad (5)$$

где h_\odot – высота Солнца; α – угол наклона поверхности к горизонту; A_\odot и A_Π – азимуты Солнца в срок наблюдения и приемной поверхности соответственно.

Коэффициент прозрачности C , есть функция метеорологической горизонтальной дальности видимости L (в км), которая определена эмпирическим соотношением вида:

$$C = -0,0014 \cdot L + 0,7. \quad (6)$$

В формулы (1), (2) и (3) включены функции $f_{обл}, f_D, f_e$. Функция облачности

$$f_{обл} = 1 - a \Delta N - b N_{ниж} \quad (7)$$

учитывает зависимость суммарной радиации от количества облачности нижнего яруса $N_{ниж}$ и разности баллов нижней и общей облачности $\Delta N = N_{общ} - N_{ниж}$. Эмпирические коэффициенты a и b для южных областей Украины приняты равными 0,075 и 0,041 соответственно.

Функция f_D учитывает долю небосвода, с которого рассеянная радиация поступает на поверхность различного наклона α и ориентации A_{π}

$$f_D = \sqrt{\sin(90 - \alpha)} \quad (f_D = 0,5 \text{ если } \alpha \geq 75^\circ) \quad (8)$$

Функция f_e в формулах (2) и (3) определяет зависимость прямой и рассеянной радиации от парциального давления водяного пара в атмосфере:

$$f_e = A \cdot \exp\left(\frac{m \pm T}{0,9m + 9,4}\right), \quad (9)$$

$$T = 2 + 0,085 \cdot e,$$

где T – фактор мутности, который при чистой и сухой атмосфере равен 2, e (гПа) – парциального давления водяного пара. Знак плюс в формуле (9) соответствует рассеянной радиации, знак минус – прямой, так как влияние влагосодержания атмосферы противоположно для прямой и рассеянной радиации. Эмпирический коэффициент A равен 0,93 для прямой и 1,22 – для рассеянной радиации. Увеличение парциального давления пара ведет к росту рассеянной и уменьшению прямой радиации.

Окончательно поток суммарной радиации на наклонные поверхности различной ориентации с учетом всех поправок оценивается по следующей формуле

$$Q = [S_0 f_{\alpha} f_e + 0,38 \cdot C \cdot S_0 f_D f_e] f_{обл} \quad (10)$$

Для расчета суточных интегральных сумм суммарной радиации используются формулы, учитывающие время восхода и захода Солнца. Если восход до 6 часов, то используется формула

$$\sum Q = 3600 \cdot [0,5(Q_6 \cdot \Delta t_1 + Q_{18} \cdot \Delta t_2) + 1,5(Q_6 + Q_{18}) + 2(Q_9 + Q_{12} + Q_{15})]; \quad (11)$$

$$\Delta t_1 = 6 - t_{восх}, \quad \Delta t_2 = t_{закат} - 18,$$

если после 6 часов, то

$$\sum Q = 3600 \cdot [0,5(Q_9 \cdot \Delta t_1 + Q_{15} \cdot \Delta t_2) + 1,5(Q_9 + Q_{15}) + 2 \cdot Q_{12}]; \quad (12)$$

$$\Delta t_3 = 9 - t_{восх}, \quad \Delta t_4 = t_{закат} - 15,$$

где Q_6, Q_9, Q_{12}, Q_{15} и Q_{18} – значения суммарной радиации за стандартные сроки метеорологических наблюдений 6,00; 9,00; 12,00; 15,00; и 18,00 часов, а $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$ и Δt_4 – разница во времени между сроками измерений и временем восхода $t_{\text{восх}}$ и заката Солнца $t_{\text{закат}}$.

Результаты исследований и их анализ. Используя представленный выше метод, были рассчитаны потоки прямой, рассеянной и суммарной радиации по данным метеорологических наблюдений 17-ти метеостанций Одесской, Николаевской и Херсонской областей. Расположение метеорологических станций представлено на рис. 1.

Суточные и месячные суммы потоков суммарной радиации на горизонтальную поверхность осредненные далее за пятилетний период показаны на рис. 2.

Пространственное распределение суммарной радиации в юго-западных областях Украины обладает двумя характерными режимами. Первый наблюдается в летне-осенний сезон года (июнь и сентябрь), а второй в зимне-весенний период (январь и март). В летне-осенний период присутствует пространственная периодичность смены минимумов и максимумов радиации, которая видна в виде смены ложбин и гребней в поле изолиний суммарной радиации. В зимне-весенний период поле суммарной радиации квазиоднородно и не имеет ярко выраженных центров.

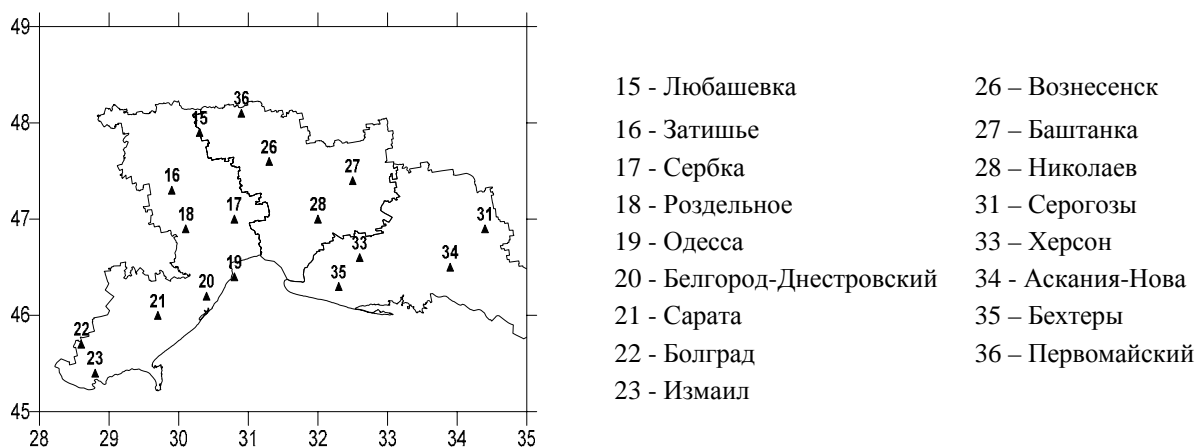


Рис.1 – Карта-схема расположения станций.

Сезонные особенности конфигурации пространственных полей радиационных потоков зависят, очевидно, от различий в масштабах облакообразующих процессов. Летне-осеннему сезону присуща мезомасштабность (конвективность) процесса облакообразования, а зимне-весеннему сезону макромасштабность, которая связана с циклонической циркуляцией.

В июне на территории юго-западной части Украины месячная сумма суммарной радиации достигает максимального значения 818 МДж/м², а в декабре 204 МДж/м².

В табл. 1 представлены результаты расчетов суточных $Q_{\text{сут}}$ и месячных $Q_{\text{мес}}$ сумм потоков суммарной радиации поступающей на горизонтальную поверхность. Здесь же показаны данные справочников по климату СССР [3], [4], [6] а также научно-исследовательского отчета Одесского государственного экологического университета «Кліматичні ресурси Одеської області для цілей сталого розвитку регіону» [5].

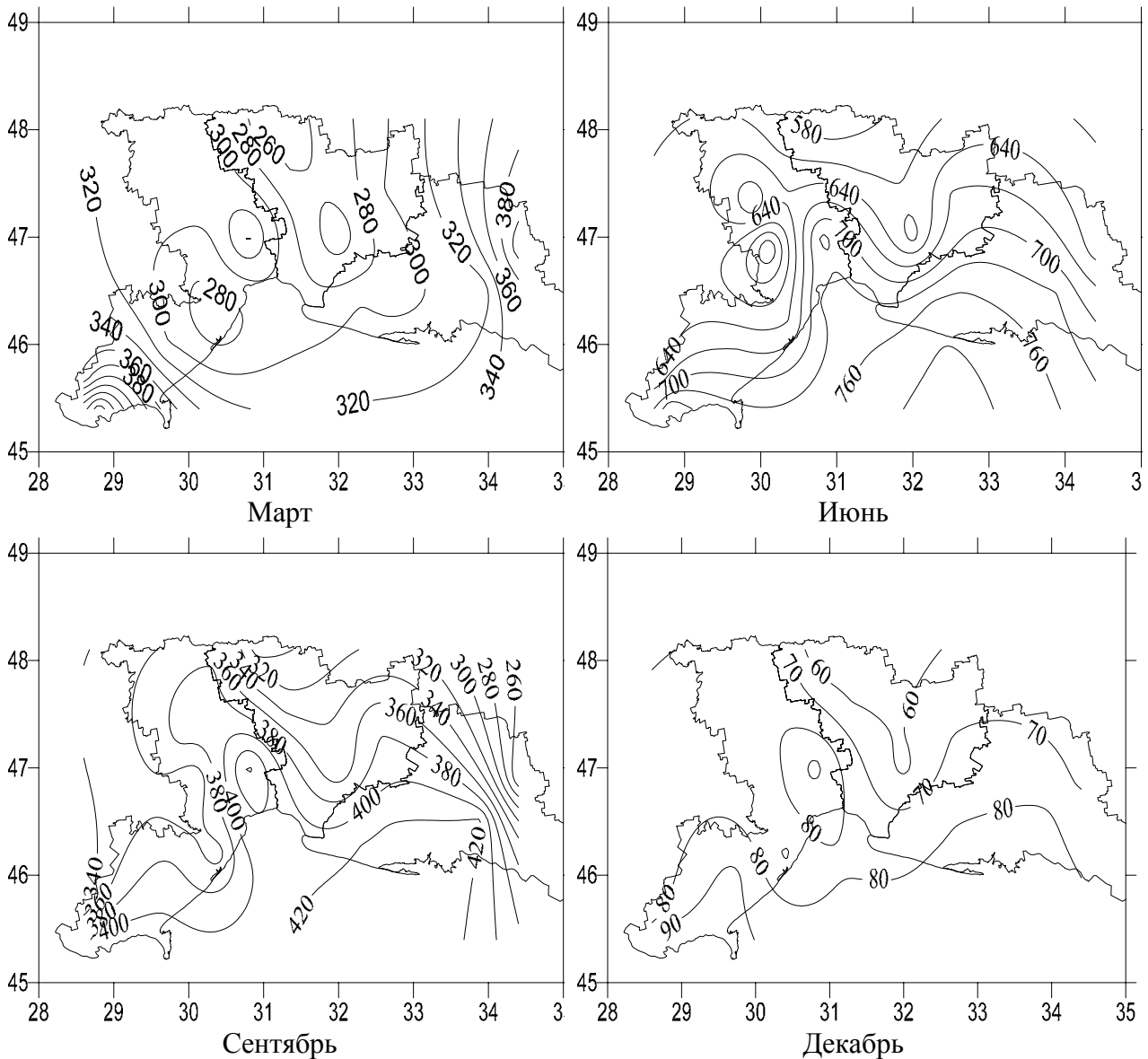


Рис.2 – Пространственно-временное распределение месячных сумм суммарной радиации (МДж/м²) для центральных месяцев сезонов.

Сравнительный анализ показал, что по своим значениям расчетные суммы суммарной радиации ближе всего к данным из «Научно-прикладного справочника по климату СССР» [3] и справочника «Строительные нормы проектирования СССР» [6], так в эти справочники включены только результаты актинометрических наблюдений. Учитывая, что наши данные получены по фактическим метеорологическим наблюдениям без климатических осреднений количества облачности и иных метеорологических величин, расчетные суточных $Q_{сут}$ и месячных $Q_{мес}$ суммы суммарной радиации хорошо согласуются с непосредственно измеренными радиационными потоками.

Анализ распределения суммарной радиации на наклонные поверхности различной экспозиции показан на рис. 3. По мере увеличения наклона поверхности максимум радиации смещается в сторону южной ориентации поверхности.

Таблица 1 – Сравнение расчетных и климатических данных значений суммарной радиации (МДж/м²), Одесса

Суммарная радиация	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	Расчетные данные											
$Q_{сут}$	2,5	5,3	8,5	15,1	20,7	24,2	23,8	19,8	12,6	6,9	5,9	2,2
$Q_{мес}$	74	149	256	452	643	727	738	616	376	215	123	70
	Научно-прикладного справочника по климату СССР [3]											
$Q_{сут}$	3,7	5,7	9,9	15,5	20,3	23,3	22,9	20	15,1	9,1	3,9	2,9
$Q_{мес}$	114	160	306	465	631	698	712	623	452	282	118	89
	Справочник по климату СССР [4]											
$Q_{сут}$	2,8	4,0	8,1	12,1	16,1	17,3	18,1	15,3	11,2	6,8	3,0	2,4
$Q_{мес}$	88	143	261	402	519	579	585	497	377	217	101	75
	Отчет «Кліматичні ресурси Одеської області» [5]											
$Q_{мес}$	109	154	271	440	580	693	663	607	414	255	122	80
	«Строительные нормы проектирования СНИП СССР» [6]											
$Q_{мес}$	107	159	310	480	647	699	718	616	446	270	113	84

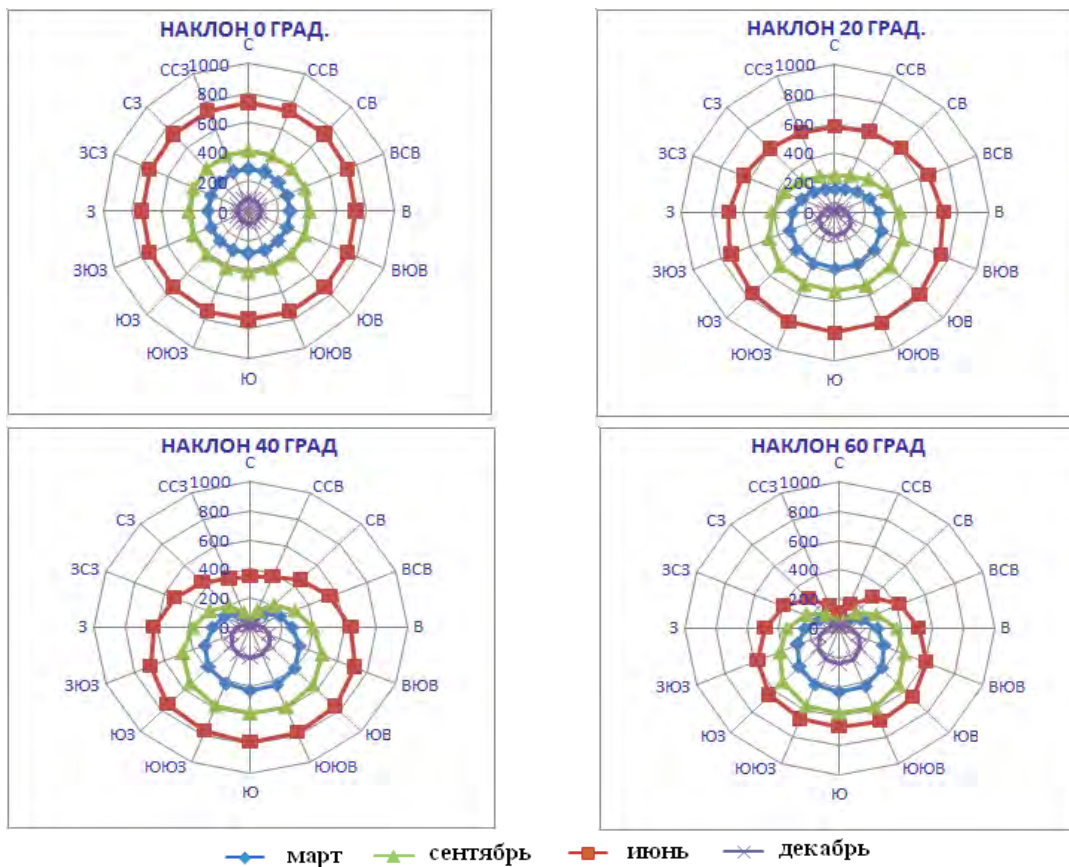


Рис.3 – Распределение месячных сумм суммарной радиации (МДж/м²) при различных углах наклона и ориентации приемной поверхности для центральных месяцев сезонов, Одесса.

Месячные суммы радиации для поверхностей ориентированных на юг зависят от углов наклона приемных поверхностей [7]. На рис. 4 видны изменения $Q_{\text{мес}}$ в Одессе в центральные месяцы сезонов.

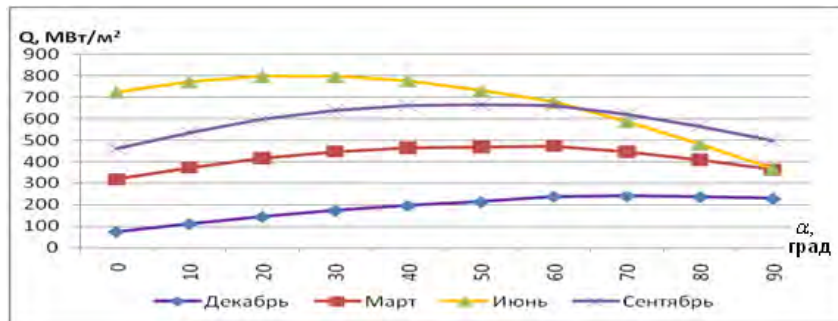


Рис.4 – Месячные суммы суммарной радиации, Одесса (1996-2000 гг.).

Из рис.4 видно, что максимальные значения $Q_{\text{мес}}$ наблюдаются в июне, если приемная поверхность имеет наклон 20-25 градусов. В декабре наибольшее потоки $Q_{\text{мес}}$ можно получить на поверхности, которые имеют наклон 60-70 градусов. В марте и сентябре максимум солнечной радиации наблюдается при углах наклона примерно 50 градусов. При равных углах наклона значения суммарной радиации в сентябре выше, чем в марте, что определяется большей вероятностью малооблачной погоды.

Для прикладного использования рассчитаны точные значения оптимального угла наклона приемных поверхностей для городов расположенных на различных широтах. В табл. 2 показаны среднемесячные оптимальные углы наклона с учетом климатических особенностей местности. Угол наклона приемных поверхностей ФЭС, на которые поступает максимальный поток солнечного излучения, приблизительно равен разнице между прямым углом (90 градусов) и высотой Солнца в полдень.

Таблица 2 – Среднемесячные оптимальные углы наклона (α,град) приемных поверхностей

Станция, широта места	Месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Болград, φ=45,7	67	60	49	37	29	25	29	34	45	57	66	70
Одесса, φ =46,4	68	61	50	38	30	26	27	33	46	58	66	71
Сербка, φ =47,0	69	63	51	38	30	26	28	35	47	59	67	72
Любашовка, φ =47,9	70	63	51	39	30	26	28	36	47	60	68	73

В табл. 3 приведены месячные суммы суммарной радиации, поступающие на горизонтальную поверхность ($Q_{\text{мес.гор.}}$), на поверхность с наклоном 25 градусов ($Q_{\text{мес.рек.}}$) и на поверхность, угол наклона которой корректируется ежемесячно ($Q_{\text{мес.опт.}}$).

Таблица 3 – Месячные суммы суммарной радиации (МДж/м²) на поверхности различного наклона $Q_{\text{мес гор.}}$, $Q_{\text{мес опт.}}$, $Q_{\text{мес рек.}}$ при ориентации поверхности на юг

Станции	Месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Болград, $\varphi=45,7$											
$Q_{\text{мес гор.}}$	80	163	282	397	539	623	568	525	322	208	93	72
$Q_{\text{мес опт.}}$	205	321	427	492	613	687	648	627	449	374	224	211
$Q_{\text{мес рек.}}$	152	263	390	482	612	687	646	620	423	319	169	148
	Одесса, $\varphi=46,4$											
$Q_{\text{мес гор.}}$	74	149	256	452	643	728	738	616	376	215	176	70
$Q_{\text{мес опт.}}$	196	299	388	558	731	803	827	744	535	399	347	215
$Q_{\text{мес рек.}}$	144	244	354	548	730	803	827	734	501	336	285	149
	Сербка, $\varphi=47,0$											
$Q_{\text{мес гор.}}$	108	159	344	519	711	738	767	625	445	236	117	93
$Q_{\text{мес опт.}}$	300	362	540	657	816	819	864	761	646	452	300	301
$Q_{\text{мес рек.}}$	216	281	487	640	813	819	863	749	600	376	222	205
	Любашевка, $\varphi=47,9$											
$Q_{\text{мес гор.}}$	98	182	311	363	455	591	688	599	385	241	98	78
$Q_{\text{мес опт.}}$	287	394	495	464	523	658	778	734	565	472	261	263
$Q_{\text{мес рек.}}$	202	312	444	451	521	658	777	722	523	390	190	176
	Первомайск, $\varphi=48,1$											
$Q_{\text{мес гор.}}$	63	107	250	370	508	557	545	456	293	144	69	51
$Q_{\text{мес опт.}}$	173	227	379	460	579	614	610	547	410	267	175	159
$Q_{\text{мес рек.}}$	124	181	345	449	577	614	610	540	385	224	130	109

Из таблицы видно, что максимальные потоки суммарной радиации наблюдаются при оптимальных углах наклона, а наименьшие потоки наблюдаются на горизонтальной поверхности. Годовые суммы суммарной радиации на поверхности с регулируемым углом наклона выше на 7-10% по сравнению с поверхностями, имеющих постоянный угол в 25 градусов. Например, годовой прирост радиации для Одессы и Болграда составляет 7,5%, для Сербки – 8,7% , для Любашевки – 9,8% и 7,2% для Первомайска.

Выводы. Предложенный метод позволяет рассчитывать средние значения суммарной солнечной радиации для часовых интервалов с учетом изменяющихся погодных условий.

Метод реализован в виде программного продукта на алгоритмическом языке C++. В качестве входной информации используется только массовая метеорологическая информация.

С помощью предложенного метода найдены оптимальные углы наклона и ориентации поверхностей, на которые поступают максимальные месячные суммы суммарной радиации.

Так как актинометрических станций в юго-западном регионе Украины всего две, а в климатических справочниках имеется только информация о среднемесячных или среднегодовых потоках солнечного излучения, то предложенный метод позволяет иметь фактическую информацию, необходимую при установке и эксплуатации различных гелиоэнергетических устройств.

Список литературы

1. 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.
2. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н., Попович П.П. Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха. //Метеорология, климатология и гидрология, 2005. Вып.49. – С.27-39.
3. Научно-прикладной справочник по климату СССР, серия 3, часть 1-6. Вып. 10. – Л: Гидрометеиздат, 1990. – 605 с.
4. Справочник по климату СССР. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Вып.10. – Л: Гидрометеиздат, 1966. – 124 с.
5. Отчет кафедры физики атмосферы ОГЭКУ по научно-исследовательской работе «Кліматичні ресурси Одеської області для цілей сталого розвитку регіону».– Одесса.: 2009 г.
6. «Строительные нормы проектирования СНиЛ СССР». – Л: Гидрометеиздат, 1982.
7. Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. – Л: Гидрометеиздат, 1978. – 215 с.

Просторово-часовий розподіл сумарної сонячної радіації в південно-західній частині. України.

Волошина О.В., Курьшина В.Ю.

В статті розглянуто метод розрахунку сумарної сонячної радіації, що дозволяє отримувати значення всіх радіаційних потоків за даними стандартних метеорологічних спостережень. Побудовано карти просторово-часового розподілу місячних сум сумарної радіації для Одеської, Херсонської і Миколаївської області і знайдено середньомісячні значення оптимальних кутів нахилу приймальних поверхонь, на які надходить найбільша кількість сонячної радіації. Інформація є необхідною при впровадженні і експлуатації різноманітних геліоенергетичних приладів.

Ключові слова: сонячна енергія, сонячна радіація, оптимальні кути нахилу приймальних поверхонь, геліоустановки.

Space -temporal distribution of total solar radiation in south-west part of the Ukraine.

Voloshina O.V., Kuryshina V.Yu.

In the paper method of computation of the total solar radiation is discussed. The method allows obtaining the term, daily and monthly values on the base of standard meteorological observation data. The maps of the space-temporal distribution of monthly sums of total radiation are plotted for Odesa, Kherson and Mykolayv districts, and the monthly values of inclination angles of receiving surfaces, on which most of solar radiation are collected, are revealed. It is necessary to implement alternative energy sources, using solar energy.

Keywords: solar energy, solar radiation, optimum angles of inclination of receiving surfaces, helioequipment.

Прокоф'єв О.М., асп.

Одеський державний екологічний університет

ВЗАЄМНИЙ СПЕКТРАЛЬНИЙ АНАЛІЗ ГЛОБАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ ІНДЕКСІВ ТА ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ СТАНЦІЙ АНТАРКТИДИ

Представлений взаємний спектральний аналіз приземної температури повітря станцій Антарктиди з глобальними кліматичними індексами (Південне коливання та Ель-Ніньо – Південне коливання). Взаємний спектральний аналіз дав можливість визначити залежність приземної температури повітря від Південного коливання та Ель-Ніньо – Південне коливання.

Ключові слова: *приземна температура повітря, спектральна цільність, взаємна когерентність процесів.*

Постановка проблеми Кліматичні зміни в значній мірі впливають на стан природного середовища, суспільства і економіки. На сьогодні в різних країнах розробляються таблиці індикаторів, які можна використовувати для відстеження (моніторингу) кліматичних змін на території країни і відбиття впливу цих змін на навколишнє середовище, більш того, у ряді країн вже розроблені документи, які містять індикатори стійкого розвитку держави, включаючи і індикатори кліматичної мінливості:

- 1 – кліматичні індекси, що відображають стан атмосфери і океану в глобальному масштабі;
- 2 – індикатори, що відображають стан атмосфери і гідросфери в певному регіоні земної кулі, наприклад, на території якої-небудь конкретної країни.

В представленій роботі зроблена спроба виявити взаємозв'язок між приземною температурою повітря та глобальними кліматичними індексами.

Матеріали та методи дослідження. В роботі використовуються середньомісячні значення приземної температури повітря (максимальний об'єм вибірки становить 57 років) та середньомісячні значення глобальних кліматичних індексів. Для спектрального аналізу було використані данні, які характеризують приземну температуру повітря по 33 антарктичним станціям: 14 станцій східної Антарктиди, 6 – західної та 13 станцій Антарктичного півострова [1]. Взаємний спектральний аналіз проводився між SOI, ENSO та приземною температурою повітря [2].

Індекс Південного коливання (SOI) являє собою стандартизовану різницю нормалізованих середньомісячних аномалій тиску на станціях Таїті і Дарвін. Він використовується для ідентифікації явища ENSO. Явище Ель-Ніньо – Південне коливання (ENSO) представляє собою найбільш важливий сигнал в міжрічній кліматичній мінливості в системі океан-атмосфера, спостерігається регулярно, кожні 2 – 7 років, наслідки ENSO виявляються у вигляді значущих кліматичних аномалій в різних районах земної кулі.

Індекс ENSO – індекс Ель Ніньо і Ла Нінья визначається по аномаліях температури поверхні океану, район Nino 3-4 (5° півн. ш. – 5° півд. ш.; 120° – 170° зах.д.). Хоча за походженням терміни Ель Ніньо і Ла Нінья відносяться до аномалій температури поверхні океану, на цей час в дослідженнях ENSO під назвою Ель Ніньо і Ла Нінья розуміють не просто аномалії температури поверхні в екваторіальному районі Тихого океану, але й відповідні аномалії циркуляції атмосфери і опадів в цьому регіоні, тобто кліматичні аномалії в системі океан-атмосфера [2].

Результати дослідження та їх аналіз.

Взаємозв'язок між періодичними складовими в часових рядах середньомісячних значень SOI та приземної температури повітря визначався за допомогою взаємного спектрального аналізу [3]. Алгоритм дослідження стаціонарних випадкових процесів було реалізовано на ПЕОМ за допомогою комп'ютерної програми "Spektr". Були одержані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності SOI та середньомісячної температури повітря для усіх 33 станцій Антарктиди, як приклад представимо вищевказані характеристики для ст. Новолазарівська (70°46' півд. ш., 11°52' сх. д., вибірка складала 43 роки) (табл. 1). В таблиці 1 представлені статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для SOI та середньомісячної приземної температури повітря (ст. Новолазарівська), де $S_x(\omega)$ – спектральна щільність процесу X (SOI), $S_y(\omega)$ – спектральна щільність процесу Y (приземна температура повітря на ст. Новолазарівська), $C_{xy}(\omega)$ – ко-спектр, $Q_{xy}(\omega)$ – квадратурний спектр, $\gamma(\omega)$ – взаємна когерентність процесів X та Y, $\psi_{xy}(\omega)$ – фазовий спектр процесів X та Y. В таблиці жирним шрифтом виділено випередження процесу X.

Таблиця 1 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності для SOI та середньомісячної приземної температури повітря (ст. Новолазарівська)

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$
1	2	3	4	5	6	7	8
64	0,37	1,15	0,51	-0,35	0,94	8,0	325,5
74	0,70	11,46	1,60	1,81	0,86	6,9	48,6
95	0,71	10,45	1,97	-1,52	0,91	5,4	322,3
107	0,44	1,71	-0,72	-0,23	0,87	4,8	17,7
134	0,37	3,61	-0,80	-0,74	0,94	3,8	42,8
156	0,24	2,55	0,27	0,63	0,88	3,3	66,8
162	0,80	3,79	0,33	-1,60	0,94	3,2	281,6
181	0,52	2,36	-0,73	-0,64	0,88	2,8	41,3
199	0,49	2,09	0,94	0,15	0,94	2,6	9,1
206	0,68	6,98	-0,76	-1,92	0,95	2,5	68,4
216	0,42	3,22	0,84	0,61	0,90	2,4	36,0

За даними табл. 1 (ст. Новолазарівська) побудовані графіки функцій: ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 1), квадратурного спектра $Q_{xy}(\omega)$ (рис. 2) та взаємної когерентності процесів $\gamma(\omega)$ (рис. 3). Вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності визначаємо по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.85$. Взаємна когерентність ($\gamma(\omega)$) має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів X та Y і визначає тісноту кореляційного зв'язку між цими процесами на фіксованих частотах.

За допомогою методики, яка була викладена у [3], розраховані спектральні щільності окремих випадкових процесів, а саме SOI [процес $X(t)$] та середньомісячної приземної температури повітря [процес $Y(t)$]. На рис. 4 та рис.5 представлені відповідні спектрограми.

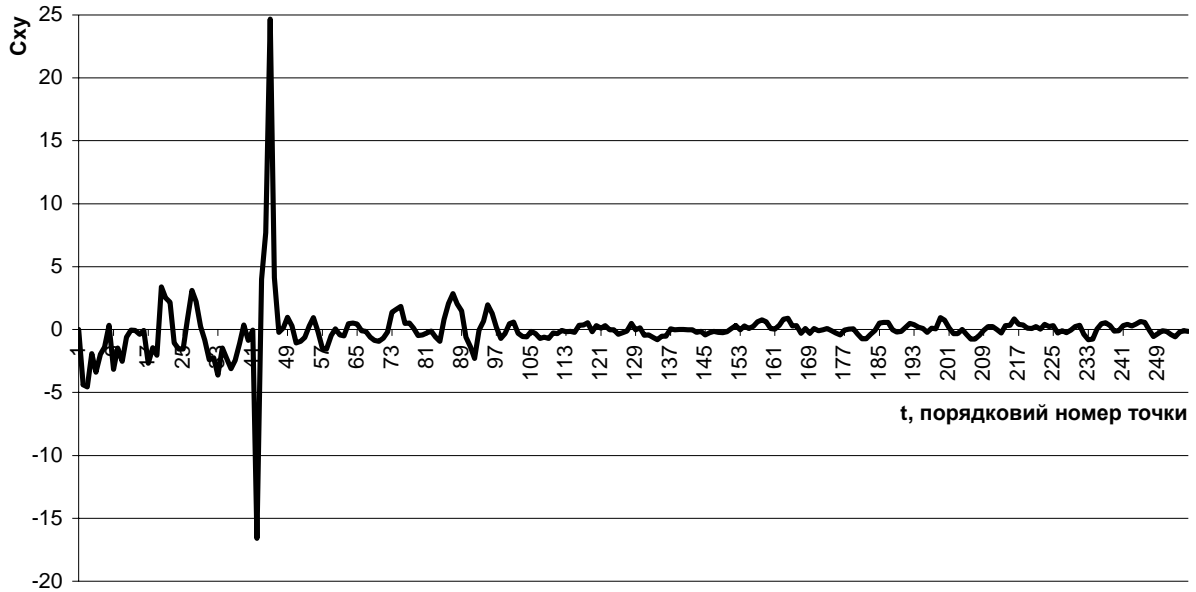


Рис. 1 – Ко-спектр процесів: індекс Південного коливання та середньомісячна температура повітря (ст. Новолазарівська).

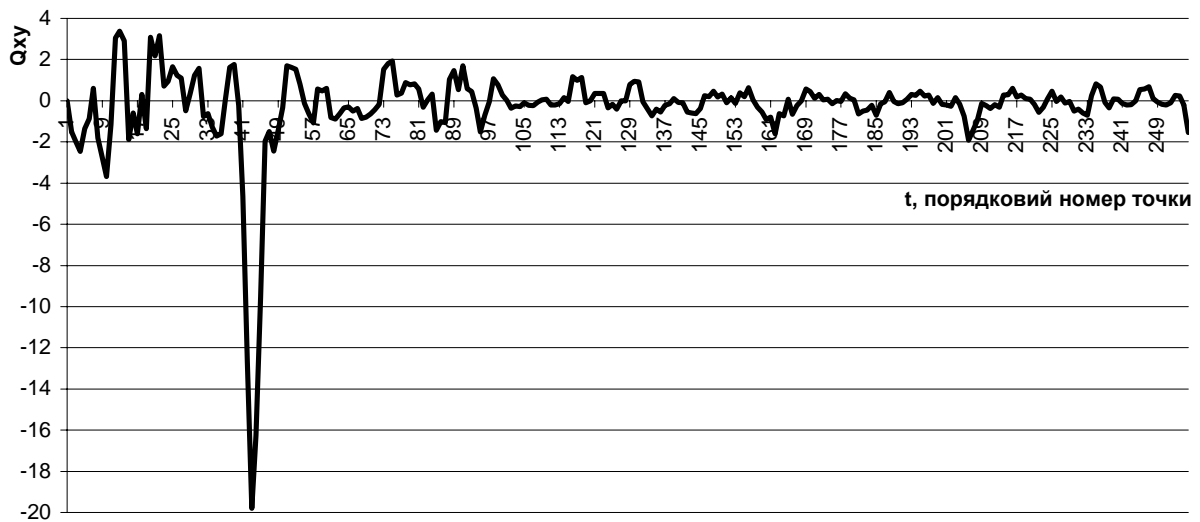


Рис. 2 – Квадратурний спектр процесів: індекс Південного коливання та середньомісячна температура повітря (ст. Новолазарівська).

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень SOI треба використовувати довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає із заданою ймовірністю. Нуль гіпотезу треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (та 0,10) відсутні гармонічні коливання в спектрі середніх місячних значень SOI на фоні спектра реалізації «червоного шуму», спектром якого є спадна експоненціальна крива. Але в даній роботі перевірка цієї гіпотези не виконувалась.

Мінімальний період коливань, що може бути виявленим у випадковому процесі визначається частотою Найквіста, яка являє собою подвійний інтервал дискретності. В нашому випадку дискретність дорівнює одному місяцю, а мінімальний період коливань, який при цьому може бути знайденим, дорівнює двом місяцям.

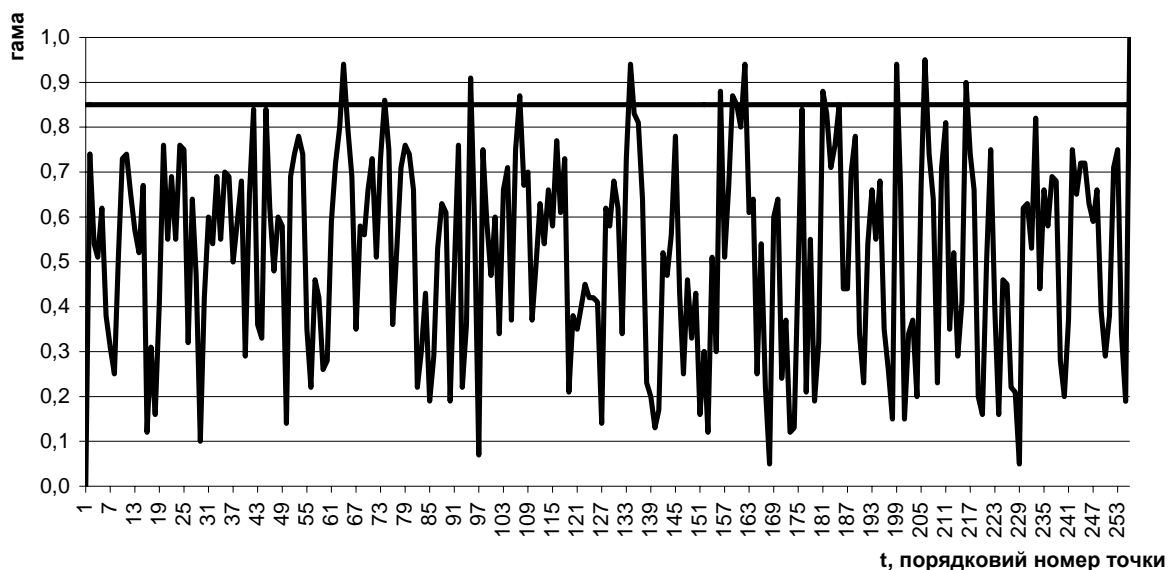


Рис.3 – Когерентність процесів: індекс Південного колювання та середньомісячна температура повітря (ст. Новолазарівська).

Як впливає з рис. 4, в спектральній щільності середніх місячних значень SOI для станції Новолазарівська виявлені квазидворічні колювання з періодом 30,1 місяця (2,5 року), піврічні та сезонні колювання (для Антарктиди сезонними є колювання з періодом від 2 до 6 місяців). Також були виявлені періодичні колювання з періодом – 42,7 місяця (3,6 року) та 51,2 місяця (4,3 року).

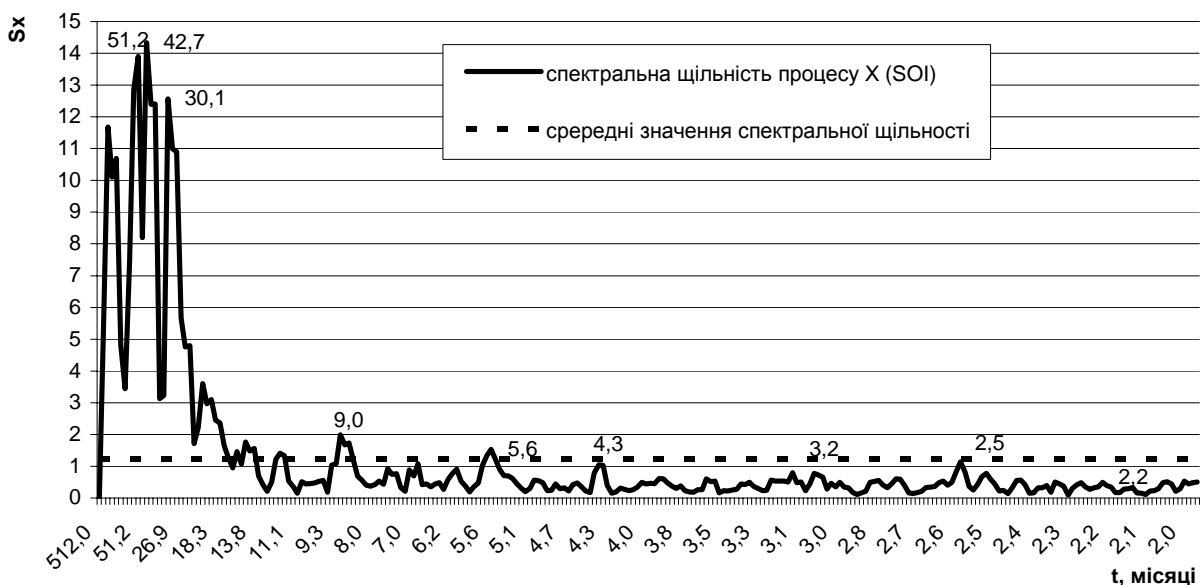


Рис. 4 – Спектрограма середньомісячних значень індексу Південного колювання.

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності середніх місячних значень приземної температури повітря використовується довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає із заданою ймовірністю. Нуль гіпотезу також треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (або 0,10) відсутні гармонічні колювання в спектрі середніх місячних значень приземної температури повітря на фоні спектра реалізації «червоного шуму», спектром якого є

спадна експоненціальна крива. В даній роботі перевірка цієї гіпотези також не виконувалась. Як випливає з рис. 5, в спектральній щільності середніх місячних значень температури повітря для станції Новолазарівська виявлені річні періодичні коливання, піврічні та сезони.



Рис. 5 – Спектрограма приземної температури повітря (ст. Новолазарівська).

Далі було визначено початок фази кожного процесу (табл. 1).

Як показали розрахунки, для гармонік від 2-х до 5-ти місяців спостерігається випередження процесу X (який характеризує SOI) по відношенню до процесу Y (який характеризує зміни приземної температури повітря на ст. Новолазарівська), при цьому фазовий зсув складає від 10 до 70 градусів.

Гармоніки 8,0, 5,4 і 3,2 місяця характеризуються випередженням процесу Y по відношенню до процесу X відповідно на 326, 322, 281 градус. Це може свідчити про наявність деякого великомасштабного процесу, який впливає на зміну приземної температури повітря та (з певним запізненням) індексу Південного коливання.

Такі самі розрахунки проведені для всіх 33 станцій Антарктиди. Аналіз одержаних результатів показав, що в спектральній щільності індексу Південного коливання для станцій східної та західної Антарктиди присутні сезони, піврічні коливання та періодичні коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року). Спектральна щільність індексу Південного коливання для станцій Антарктичного півострова також має сезонні коливання, піврічні коливання, а також коливання з періодом 14,2, 25,6 та 42,7 місяця (3,6 року).

Спектральна щільність середньомісячної температури повітря за той же період досліджень для станцій східної, західної Антарктиди і Антарктичного півострова має також сезонні коливання, піврічні коливання, річні – 10,7 і 11,6 місяця та коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року).

Одержані висновки довели існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу Південного коливання (SOI) та приземної температури повітря станцій Антарктиди. Виявлена залежність приземної температури повітря від SOI. Ця залежність спостерігається із зсувом від 10 до 45 градусів (для гармонік приблизно двох місяців). Для купольних станцій, станцій, які

мають значну висоту над рівнем моря або знаходяться на шельфових льодовиках, спостерігаються сезонні зсуви від 40 до 80 градусів.

Як і для SOI були одержані статистичні оцінки взаємної спектральної щільності індексу Ель-Ніньо – Південне коливання (ENSO) та середньомісячної температури повітря. Як демонстраційний зразок також наведено таблицю статистичних оцінок взаємної спектральної щільності для індексу ENSO та середньомісячної приземної температури повітря для ст. Новолазарівська (табл. 2).

Так само, як і для SOI, вірогідність статистичних оцінок взаємної спектральної щільності визначалася по когерентності за умови $\gamma(\omega) \geq 0.85$, яка також має сенс спектрального коефіцієнта взаємної кореляції процесів X та Y (табл. 2). За даними табл. 2 також були побудовані графіки всіх функцій. Для прикладу наведені графіки ко-спектра $C_{xy}(\omega)$ (рис. 6), когерентності $\gamma(\omega)$ (рис. 7), а також спектральної щільності індексу ENSO $S_x(\omega)$ (рис. 8) та приземної температури повітря на станції Новолазарівська (рис. 9).

Для визначення вірогідності статистичної оцінки спектральної щільності обох процесів треба використовувати довірчий інтервал, для якого значення оцінки спектра попадає із заданою ймовірністю. Нуль гіпотезу треба формулювати таким чином: на рівні значущості 0,05 (або 0,10) відсутні гармонічні коливання в спектрі середніх місячних значень індексу ENSO (Ель-Ніньо – Південне коливання) на фоні спектра реалізації «червоного шуму», спектром якого є спадна експоненціальна крива. Але в даній роботі перевірка цієї гіпотези теж не виконувалась. В таблиці жирним шрифтом виділено випередження процесу X.

Таблиця 2 – Статистичні оцінки взаємної спектральної щільності середніх місячних значень індексу ENSO та середніх місячних значень приземної температури повітря

№ п/п	$S_x(\omega)$	$S_y(\omega)$	$C_{xy}(\omega)$	$Q_{xy}(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T_k, \text{місяць}$	$\psi_{xy}(\omega), \text{град.}$	$\psi, \text{місяць}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
25	7,85	65,95	-15,54	15,03	0,95	20,5	315,9	18,0
39	1,53	28,92	3,98	4,27	0,88	13,1	47,0	1,7
51	1,95	2,68	1,97	-0,59	0,90	10,0	343,3	9,6
55	0,90	5,95	-1,79	1,11	0,91	9,3	328,2	8,5
56	1,05	6,62	-0,94	2,21	0,91	9,1	293,0	7,4
74	1,68	16,05	3,39	3,36	0,92	6,9	44,8	0,9
95	1,07	6,20	1,30	-2,04	0,94	5,4	302,5	4,5
118	1,65	2,20	-0,29	1,75	0,93	4,3	279,4	3,4
123	0,18	3,41	0,63	0,39	0,94	4,2	31,8	0,4
156	0,49	3,02	-1,06	0,50	0,97	3,3	334,7	3,1
185	0,59	2,10	0,44	-0,89	0,90	2,8	296,3	2,3
211	0,23	1,83	0,16	-0,58	0,92	2,4	285,4	1,9
216	0,51	3,25	1,12	0,34	0,91	2,4	16,9	0,1

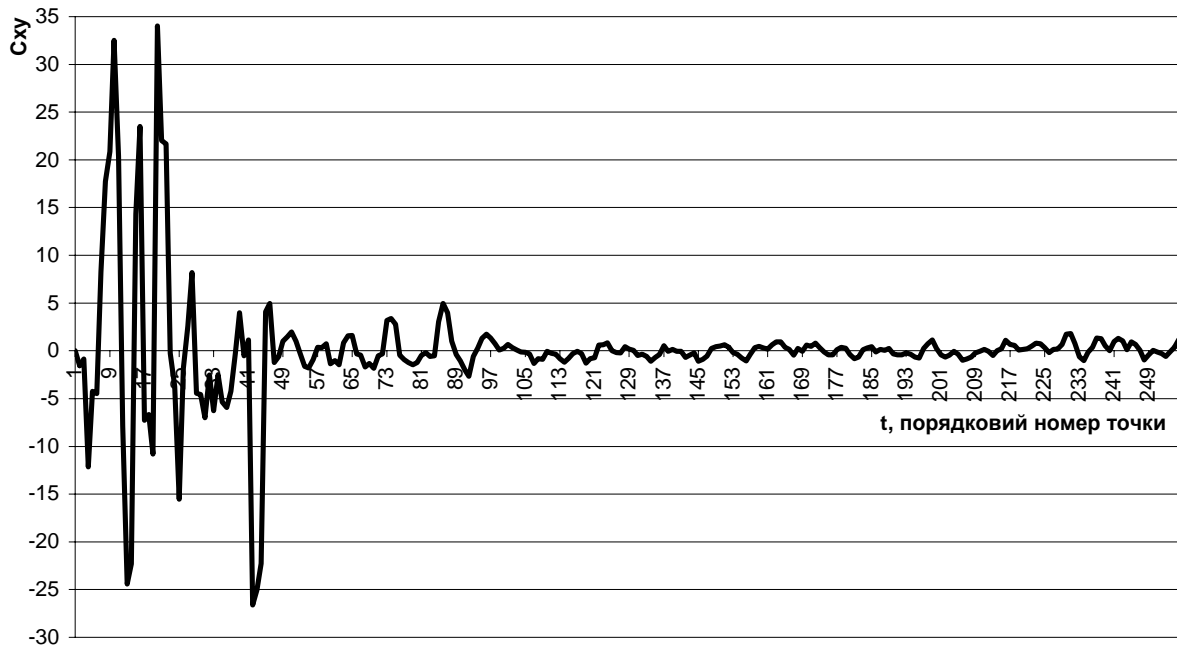


Рис. 6 – Ко-спектр процесів: індекс ENSO та середньомісячна температура повітря (ст. Новолазарівська).

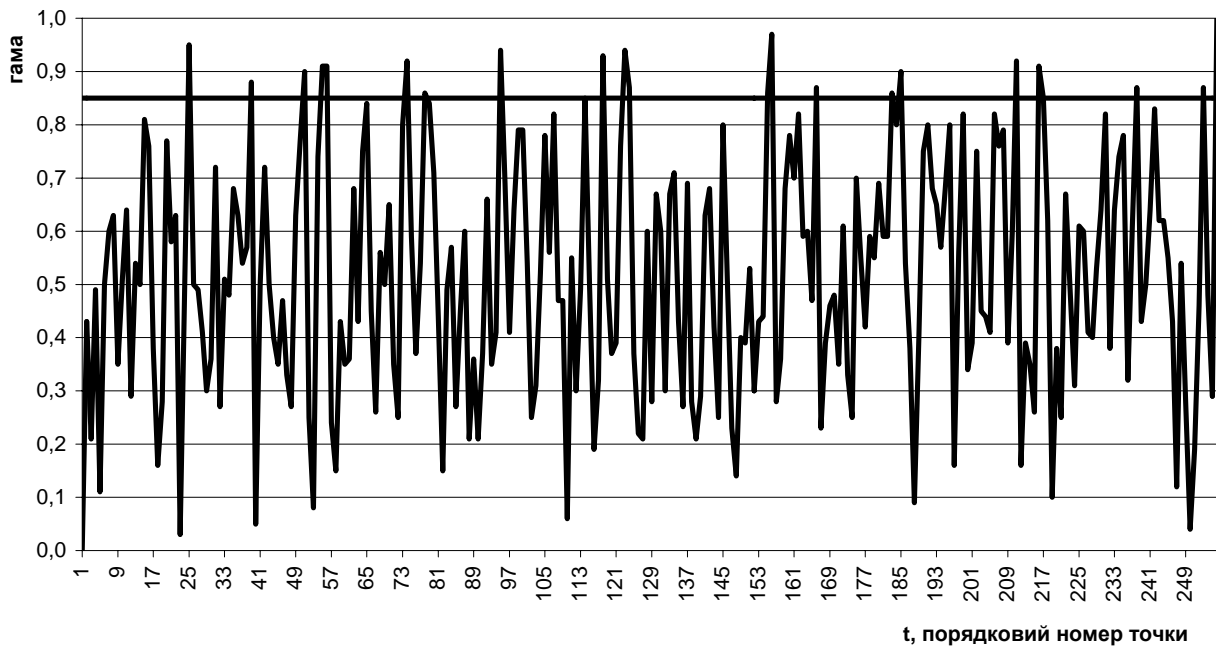


Рис. 7 – Когерентність процесів: індекс ENSO та середньомісячна температура повітря (ст. Новолазарівська).

Як впливає з рис. 8, в спектральній щільності середніх місячних значень індексу ENSO для станції Новолазарівська виявлені періодичні коливання з періодом 170,7 місяця (14,2 року), 51,2 (4,3 року), квазидворічні коливання з періодом 30,1 й 23,3 місяця (2,5; 1,9 року відповідно), піврічні та сезонні коливання.

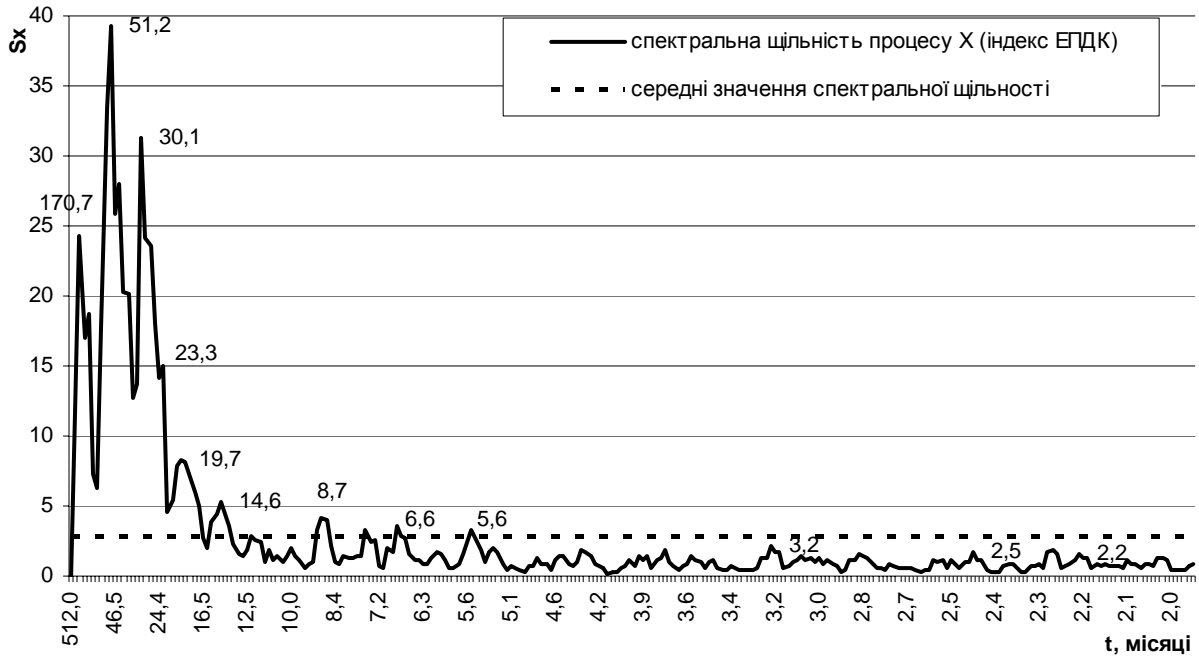


Рис. 8 – Спектрограма середньомісячних значень індексу ENSO.

В спектральній щільності середніх місячних значень температури повітря для станції Новолазарівська (рис. 9) виявлені річні періодичні коливання з періодом – 11,9 місяця, піврічні та сезонні коливання.



Рис. 9 – Спектрограма приземної температури повітря (ст. Новолазарівська).

Також був визначений початок фази кожного процесу (табл. 2). Як показали розрахунки, тільки для гармонік 13,1 6,9 та 4,2 місяця спостерігається випередження процесу X (який характеризує зміни індексу ENSO) по відношенню до процесу Y (який характеризує зміни приземної температури на ст. Новолазарівська). Відповідно на 47,0, 44,8 та 31,8 градуси. Усі інші гармоніки характеризуються випередженням процесу Y по відношенню до процесу X відповідно. Це також може свідчити про наявність

деякого великомасштабного процесу, який впливає на зміну приземної температури повітря та (з певним запізненням) індексу ENSO.

Такі самі розрахунки проведені для всіх 33 станцій Антарктиди. Аналіз одержаних результатів показав, що в спектральній щільності індексу ENSO для станцій східної та західної Антарктиди присутні сезони коливання, піврічні, річні (11,1-14,6 місяця) та періодичні коливання з періодом 42,7 місяці (3,6 року), а для західної Антарктиди ще й – 170,7 місяця (14,2 року). Спектральна щільність індексу ENSO для станцій Антарктичного півострова також має сезонні та піврічні коливання, а ще коливання з періодом 14,2, 25,6 та 42,7 місяця (3,6 року).

Спектральна щільність середньомісячної температури повітря за той же період досліджень для станцій східної, західної Антарктиди і Антарктичного півострова має також сезонні, піврічні, річні коливання та коливання з періодом 42,7 місяця (3,6 року).

Проведений аналіз показав, що між періодичними складовими в часових рядах індексу ENSO та приземної середньомісячної температури повітря на станціях Антарктиди існує тісний кореляційний зв'язок. А саме – залежність приземної температури повітря від індексу ENSO із зсувом від 10 до 40 градусів. Для купольних станцій та станцій, які знаходяться на шельфових льодовиках, виявлена залежність приземної температури повітря від індексу ENSO із зсувом від 30 до 70 градусів.

Висновки. Одержані результати дозволили зробити такі висновки.

- Доведено існування тісного кореляційного зв'язку між періодичними складовими в часових рядах індексу Південного коливання (SOI) і Ель-Ніньо – Південне коливання (ENSO) та приземної температури повітря станцій Антарктиди.
- Виявлена залежність приземної температури повітря від SOI. Ця залежність спостерігається з зсувом від 10 до 45 градусів. Для купольних станцій, станцій, які мають значну висоту над рівнем моря або знаходяться на шельфових льодовиках, спостерігаються зсуви від 40 до 80 градусів.
- Залежність приземної температури повітря від індексу ENSO проявляється із зсувом від 10 до 40 градусів. Часто спостерігається зсув з періодом в 1 місяць, який відповідає річним гармонікам, а також сезонні зсуви (приблизно 2 місяці). Для купольних станцій та станцій, які знаходяться на шельфових льодовиках, виявлена залежність приземної температури повітря від індексу ENSO із зсувом від 30 до 70 градусів.

Список літератури

1. Т.Е. Danova, О.М. Prokofev. Dynamics of temperature of air of the ground layer of troposphere of the coastal stations of Antarctica // Зб. тезисів доповідей міжнародної антарктичної конференції IAC2009: "Міжнародний полярний рік в Україні підсумки та перспективи". – Харків, 2009. – С. 29.
2. data.oceaninfo.ru/applications/indexes
3. Гончарова Л.Д. Школьнік С.П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ). – Одеса: Екологія, 2007. – 464с.

Взаимный спектральный анализ глобальных климатических индексов и приземной температуры воздуха станций Антарктиды. Прокофьев О.М.

Представлен взаимный спектральный анализ приземной температуры воздуха станций Антарктиды с глобальными климатическими индексами (Южное колебание и Эль-Ниньо – Южное колебание). Взаимный спектральный анализ дал возможность определить зависимость приземной температуры воздуха от Южного колебания и Эль-Ниньо – Южное колебание.

Ключевые слова: *приземная температура воздуха, спектральная плотность, взаимная когерентность процессов.*

Mutual spectral analysis of global climatic indices and surface air temperature stations in Antarctica.

Prokof'ev O.

*Submitted by the mutual spectral analysis of surface air temperature stations in Antarctica to global climatic indices (Southern Oscillation and El Niño - Southern Oscillation). The mutual spectral analysis made it possible to determine the dependence of surface air temperature from the Southern Oscillation and El Niño - Southern Oscillation. **Keywords:** ground temperature of air, spectral closeness, mutual coherent of processes.*

СТАТИСТИЧНЕ ДОСЛІДЖЕННЯ ВИПАДКІВ ДУЖЕ СИЛЬНИХ ДОЩІВ НА ТЕРИТОРІЇ ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ

Розраховані й проаналізовані статистичні характеристики кількості випадків сильного дощу на території Західної України за період 1992-2006 рр., досліджена сезонна й міжрічна мінливість кількості випадків сильного дощу для визначення причин виникнення сильних дощів на території Західної України.

Ключові слова: стихійні гідрометеорологічні явища, повторюваність, сильні дощі, мінливість.

Вступ. За останні десятиліття перед багатьма спеціалістами кліматологами постає питання про зміну циркуляції атмосфери та клімату як в окремих районах планети, так і в цілому на ній. Про це свідчать дані про збільшення кількості стихійних явищ, екстремальних температур, природних катаклізмів [1,2]. Оскільки ці явища завдають не тільки великих матеріальних збитків, але є небезпечними для здоров'я та життя людини, вони потребують детального вивчення, аналізу та прогнозування, для того щоб зменшити наслідки їхнього впливу. В даний час цьому питанню присвячені багаточисельні роботи вчених різних країн. Цією темою глибоко зацікавлені і українські кліматологи та метеорологи. Детально проблема стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) на території України розглянута в монографіях "Клімат України" [1] та "Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.)" [2]. В цих роботах представлені сучасні дані про повторюваність різних характеристик сильних опадів за період 1986-2005 рр., а також синоптичні ситуації, притаманні для даних явищ.

Тема дослідження є актуальною оскільки територія Західної України часто потерпає від катастрофічних повеней, спричинених сильними дощами.

Метою цієї роботи є дослідження статистичних характеристик дуже сильного дощу на території Західної України за період 1992-2006 рр..

Матеріали і методи дослідження. Основою для дослідження були дані про час початку та закінчення, тривалість СГЯ, про кількість опадів, які випали в кожному пункті Західної України, отримані з Оглядів про СГЯ за період 1992-2006 рр. на території України [3], які видаються Гідрометцентром України щорічно. Для порівняння сучасних просторово-часових характеристик сильного дощу з минулими використовувались дані з літературних джерел [4] та [5].

Використовуючи дані [3], розглянемо детально статистичні характеристики сильних дощів. Особливо звернемо увагу на їх сезонну та міжрічну мінливість.

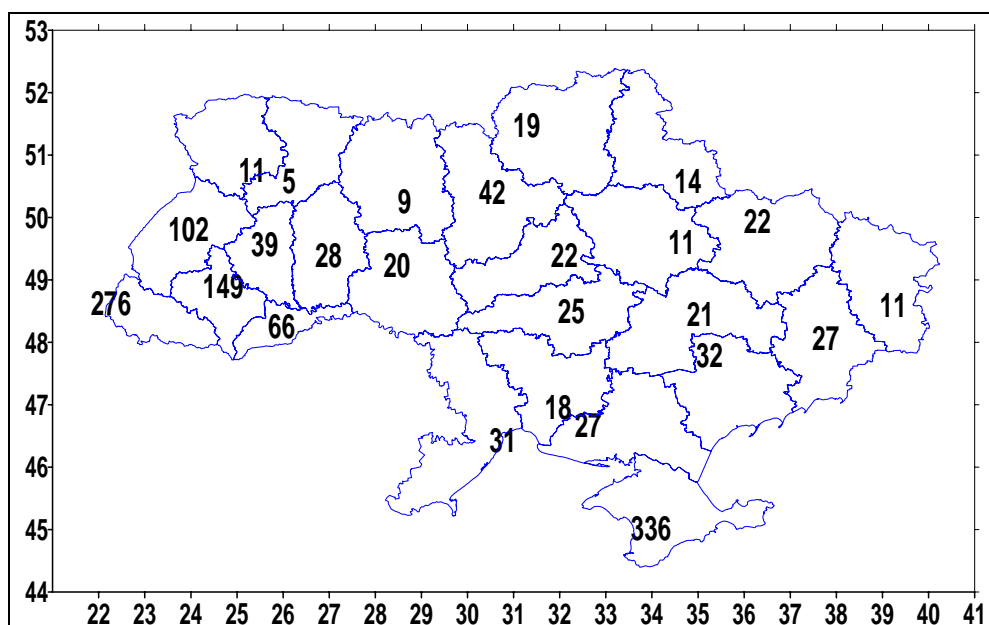
Результати дослідження та їх аналіз. Загальні відомості про стихійні явища, які пов'язані з опадами, що спостерігалися на території України за період 1992-2006 рр., наведені у табл.1. Звернемо увагу на те, що за розглянутий період декілька разів змінювались назви явищ, точніше їх якість. Тому при розрахунку сум явищ по окремих видах усі випадки були віднесені до тих назв, що закріпилися після 2000 року згідно [6]. Всього за 15-річний період на станціях України зафіксовано близько 3250 СГЯ. Не дивлячись на те, що розглянутий період коротше, кількість СГЯ за ці роки набагато більше, ніж у 1966-1985 рр. (1847 явищ по даних [5]).

На рис.1 наводиться розподіл кількості випадків сильних дощів по областях України за період 1992-2006 рр.

Таблиця 1 – Кількість СГЯ по роках на станціях України за період 1992-2006 рр.

Назва явища \ Рік	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06
Сильні дощі	64	53	50												
Дуже сильні дощі і зливи				79											
Дуже сильний дощ					49	111	149	119	85	112	139	69	121	110	128
Тривалі дощі										3	4	1	2		7
Сильні зливи					9	15	13	28	8	16	31	16	28	15	20
Сніг з дощем	1			1	4										

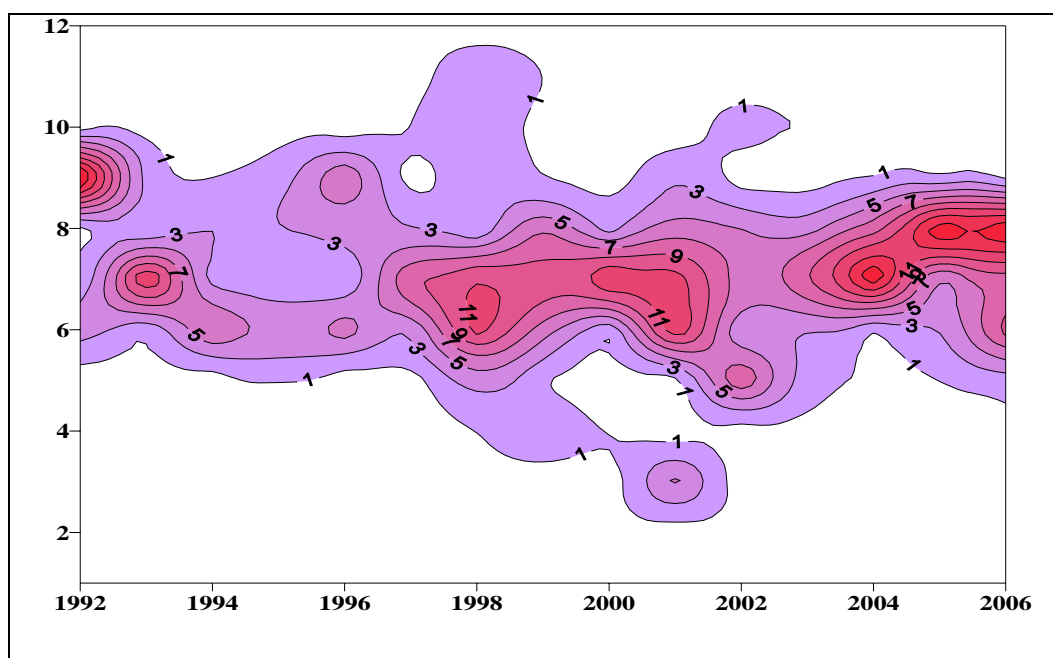
Найбільша кількість СГЯ зареєстрована у Карпатах та Криму, що очевидно пов'язано з орографічними або термічними особливостями даних регіонів. Карпатські та Кримські гори, Подільська височина, Донецький кряж створюють умови для загострення атмосферних процесів. Присутність Чорного та Азовського морів також сприяють загостренню у холодний період фронтальних розділів та баричних утворень. Тобто обидва види неоднорідності підстильної поверхні є такими чинниками, що обумовлюють більшість СГЯ на Україні. Найменша кількість СГЯ отримана у Рівненській та Житомирській областях. Якщо до цих областей додати ще Волинську, Чернігівську, Сумську області, то з'ясується, що майже вся північна територія України найменш потерпає від стихійних явищ.



Вісь абсцис – довгота; вісь ординат – широта, град.

Рис.1 – Загальна кількість зареєстрованих випадків сильного дощу (1992-2006 рр.).

Кількість випадків сильних дощів від року до року змінюється. Тому є доцільним розглянути за період з 1992 до 2006 років коливання кількості випадків як посезонно (рис.2), так і по областях Західної України (табл.2).



Вісь абсцис – рік; вісь ординат – місяць

Рис.2 – Міжрічна та сезонна мінливість повторюваності кількості випадків СГЯ – сильний дощ на території Західної України за період 1992-2006 рр.

Отже, з рисунку видно, що в 1992 році на території західного регіону країни максимум кількості даного СГЯ припадав на вересень и дорівнював 19 випадкам. В 1993 році максимум зсунувся на липень і склав 14 випадків. В 1994 і 1995 роках максимум спостерігався у червні (відповідно 7 та 5 випадків). В 1996 році зафіксовано два максимуми сильних дощів – в червні та вересні (6 та 7 випадків відповідно). З 1997 до 2004 року найбільша кількість СГЯ зафіксована в червні або в липні, а починаючи з 2005 року, максимум змістився на серпень. Привертає увагу і те, що у 1998 та 1999 року сильні дощі спостерігались від квітня до листопада, в 2000 році – від квітня до серпня, а в 2001 вони вже були зареєстровані в березні (6 випадків). Починаючи з 2002 року початок сезону сильних дощів спостерігався у травні.

Розглянемо міжрічну мінливість сильних дощів для окремих областей західного регіону України (табл.2).

Таблиця 2 – Міжрічна кількість випадків сильних дощів по регіонах України у 1992-2006 рр.

Область/Рік	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06
Волинська	0	0	1	0	1	2	0	0	0	0	1	2	3	0	1
Львівська	13	9	2	3	5	4	11	11	2	7	6	2	10	5	12
Рівненська	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	1
Тернопільська	2	4	1	1	3	1	3	6	5	3	1	1	3	1	4
Ів.-Франківська	4	6	5	7	5	8	18	10	7	23	11	12	16	11	6
Чернівецька	3	3	5	1	5	2	3	1	3	7	7	3	3	7	13
Закарпатська	12	10	18	9	11	18	46	19	7	28	19	7	20	27	25

Сильні дощі найчастіше реєструються в Закарпатській області (щорічно). Максимуми повторюваності даного СГЯ в цій області приходились на 1998, 2001 та

2005 роки. Найменшу повторюваність сильний дощ має в Волинській та Рівненській областях, де це СГЯ може бути взагалі відсутнім на протязі року, а максимум їх досягає 3 і 1 випадки відповідно. У всіх інших областях найбільша кількість випадків з сильними дощами співпадає і спостерігалась в 1998, 2001 та 2004 роках, проте у Львівській області найбільший максимум відмічався у 1992 році. Для цього року також і для Закарпатської області було характерне найбільше значення (табл.2).

При вивченні умов формування сильних дощів виникає питання про масштабність даного СГЯ, тобто про кількість станцій, де СГЯ було зареєстровано протягом однієї доби. Для західного регіону та Закарпаття ці дані приведені в табл. 3.

Як видно з табл. 3, частіше зустрічаються поодинокі випадки сильних дощів (114 та 104 випадки на заході та Закарпатті відповідно). Чим більше станцій, що зареєстрували сильний дощ протягом однієї доби, тим менше зафіксовано таких випадків.

Таблиця 3 – Кількість випадків сильних дощів за один день для території західної України та Закарпаття в період 1992-2006 рр.

Регіон	Кількість випадків за один день					
	1	2	3	4	5	>5
Захід	114	36	16	9	4	9
Закарпаття	104	24	14	8	5	3

Цікаво також виділити ті станції в західних областях України, які є рекордсменами за повторюваністю на їх території сильних дощів (табл. 4).

Таблиця 4 – Станції, на яких відмічалася максимальна кількість СГЯ з сильним дощем

Область	Загалом	Максимальна кількість СГЯ
Рівненська	5	Сарни -3
Волинська	11	Світязь -3
Гернопільська	39	Чортків -17, Бережани -13
Чернівецька	66	Чернівці -24, Селятин -22, Новодністровськ -16
Львівська	102	Турка -30, Стрий -20, Дрогобич -14
Ів.-Франківська	149	Яремча -46, Пожижевська -34, Долина -31, Коломия -24
Закарпатська	276	Плай -51, Міжгір'я -45, Рахів -42, Н.Ворота -32, Н.Студений -29, Хуст -23, В.Березний - 15, Берегово - 13

Розглянемо внесок характеристик сильних дощів західного регіону у загальну картину даного СГЯ в цілому по Україні (рис.3). Оскільки циркуляційні та орографічні особливості Закарпаття дещо відрізняються від особливостей всіх інших західних регіонів, то доцільно розглядати цей регіон окремо.

Міжрічна мінливість сильних дощів у цілому по Україні за розглянутий період практично співпадає із мінливістю у Західній Україні та на Закарпатті. Проте в окремі роки спостерігається дисонанс. Так, мінімум випадків СГЯ по Україні в цілому в 1994 і 1995 роках відповідає максимуму сильних дощів на Закарпатті та у Західній Україні. Максимуму 1997 року по Україні в цілому відповідає мінімум СГЯ в Західній Україні та у Закарпатті. Починаючи з 1998 року, максимумами та мінімумами повторюваності сильних дощів у Західній Україні та Закарпатті співпадали. Така ситуація характерна до 2004 року. У 2004-2005 рр. в Закарпатті, на відміну від західної України та України в цілому, починається ріст кількості випадків із сильним дощем, а потім її зменшення.

Також з рисунку видно, що в цілому по Україні та у західних регіонах спостерігається збільшення кількості даного СГЯ, а на Закарпатті – зменшення. Тобто можна зробити припущення, що починаючи з 2001 року, ріст кількості випадків сильного дощу в цілому по Україні відбувається за рахунок інших регіонів України (рис.3).

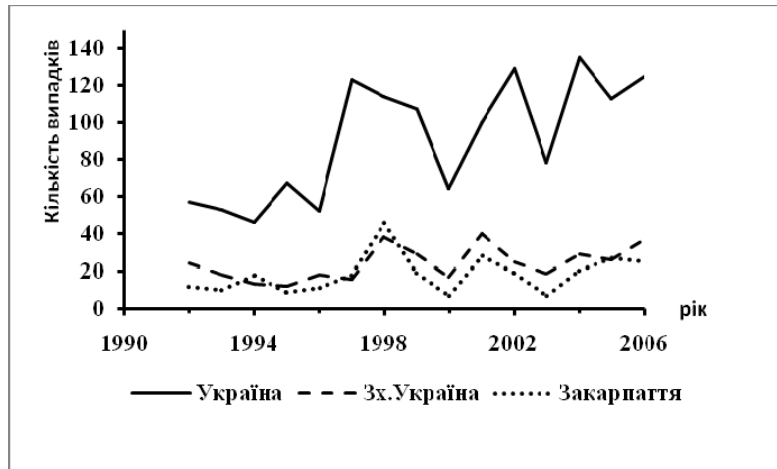


Рис.3 – Міжрічна мінливість сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Розглядаючи сезонні зміни кількості випадків з даним СГЯ (рис.4), можна сказати, що по Україні виділяється 3 максимуми: в березні, влітку та в листопаді. При чому, максимуми в березні та листопаді, вочевидь, сформувались за рахунок максимумів сильних дощів в ці місяці в Закарпатті. Максимум даного СГЯ в літні місяці спільний для всіх регіонів, що розглядалися вище.

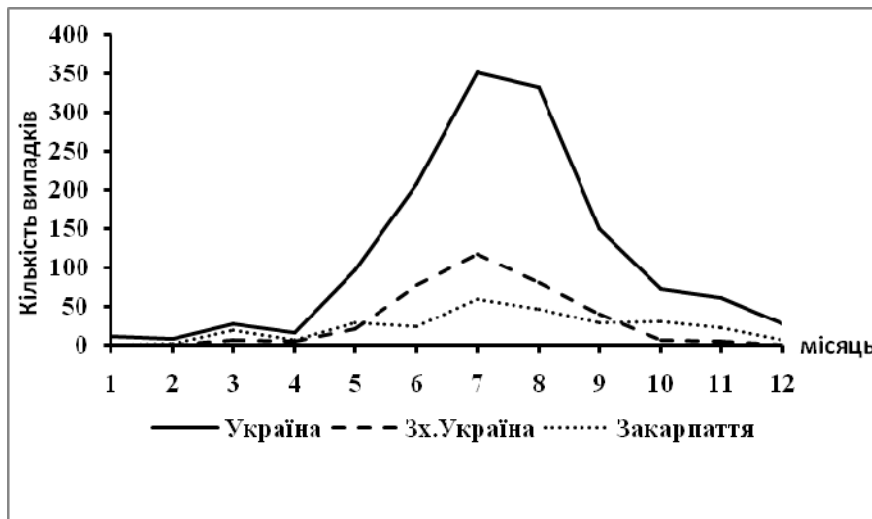


Рис.4 – Сезонна мінливість сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Розглянемо таку характеристику сильних дощів, як їх тривалість (рис.5).

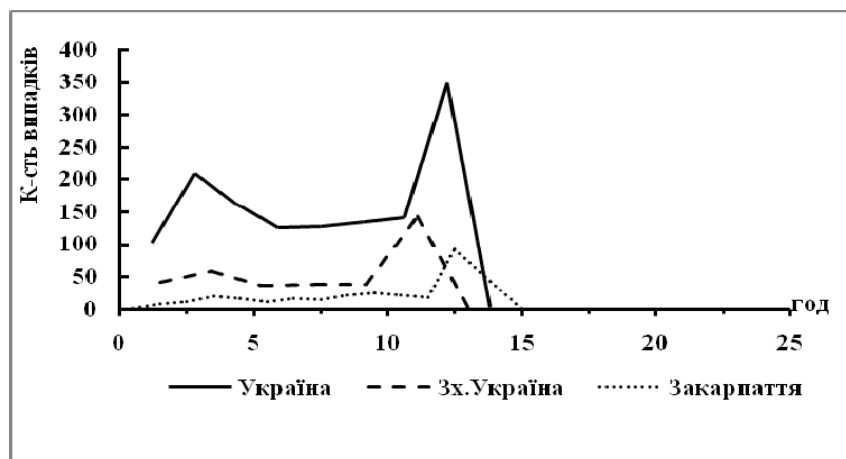


Рис.5 – Повторюваність тривалості сильних дощів в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Тривалість сильних дощів найчастіше дорівнює 3 та 12 годин. Ці два максимуми тривалості притаманні як для України в цілому, так і для західних регіонів та Закарпаття. Тобто можна сказати, що дощі з тривалістю 3 години мають внутрішньомасовий характер, а 12 годин – пов’язані з проходженням фронтів.

Для території України характерні два максимуми повторюваності кількості опадів – 35 та 55 мм, а для західних регіонів та Закарпаття виділяється тільки один максимум – 30-35 мм. Це, вочевидь, пов’язано з тим, що максимум 55 мм дають рівнинні станції, для яких критерій СГЯ “сильний дощ” складає 50 мм і більше за 12 годин і менше. У регіонах, які розглядаються, в основному розташовуються гірські станції і, відповідно, цей критерій складає 30 мм (рис.6).

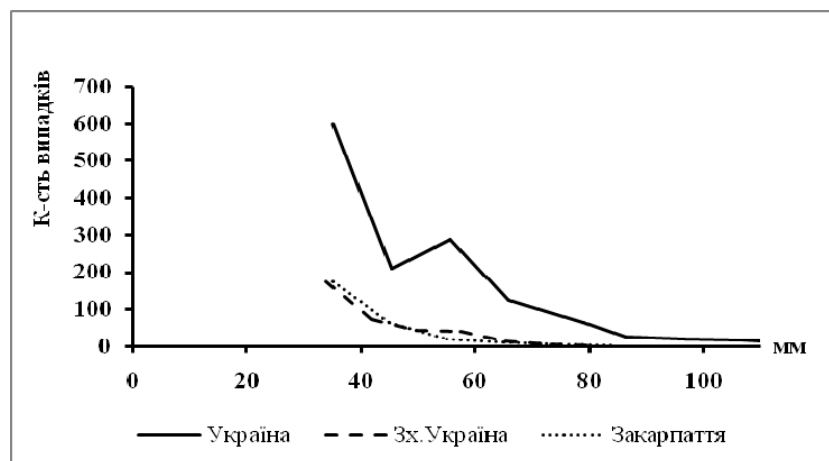


Рис.6 – Повторюваність кількості опадів при сильних дощах в Україні, західних її областях та Закарпатті за період 1992-2006 рр.

Для визначення ймовірнісних характеристик кількості сильних дощів на території Західної України за період 1992-2006 рр. було побудовано криву забезпеченості (рис. 7). Згідно цієї кривої, дощі на території західного регіону України з кількістю опадів 35 мм за 12 год і менше спостерігаються кожного року (100%-ва забезпеченість). З 20%-вою забезпеченістю відмічаються дощі з кількістю опадів 60 мм. Сильні дощі з кількістю опадів 50 мм за 12 годин і менше забезпечені 35%.

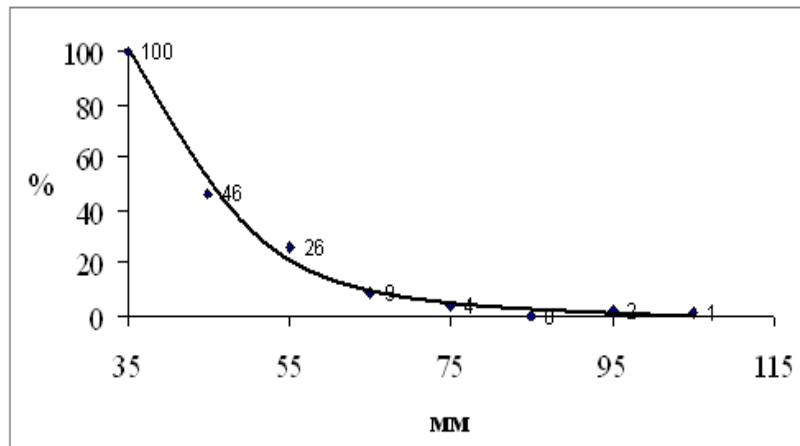


Рис.7 – Крива забезпеченості кількості опадів при сильних дощах.

Висновки. Таким чином, з результатів розрахунків статистичних характеристик сильного дощу, які наведені вище, можна зробити висновки, що дане СГЯ на території Західної України частіше спостерігається влітку. Сильні дощі бувають як фронтального, так і внутрішньомасового характерів та у порівнянні з даними різних літературних джерел минулих десятиріч їх кількість збільшилась майже вдвічі. Збільшення кількості сильного дощу на території Західної України в період 1992-2006 рр. свідчить про зміну циркуляційних, а, можливо, і кліматичних умов в даному районі.

Список літератури

1. *Клімат України*/ За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
2. *Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.)*/ За ред. В.М. Ліпінського, В.М. Бабіченко. – К.: Ніка-Центр, 2006. – 311 с.
3. *Огляд стихійних гідрометеорологічних явищ за 1992-2006 рр.* – К.: Укр. гідрометеорологічний центр, Центральна геофіз. обсерваторія, 1993-2007 рр. – 50 с.
4. *Логвинов К.Т., Раевский А.Н., Айзенберг М.М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 199 с.
5. *Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии*/ Под ред. Бабіченко В.Н. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 224 с.
6. *Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди.* – К.: Держ. гідрометеорологічна служба, 2003. – 30 с.

Статистическое исследование случаев сильных дождей на территории западной Украины. Волошина Е.В., Кныш И.Ф.

Рассчитаны и проанализированы статистические характеристики количества случаев сильного дождя на территории Западной Украины за период 1992-2006 гг., исследована сезонная и межгодовая изменчивость количества случаев сильного дождя для определения условий возникновения сильных дождей на территории Западной Украины.

Ключевые слова: стихийные гидрометеорологические явления (СГЯ), повторяемость, сильные дожди, изменчивость.

Statistical researches of cases of a heavy rain on territory of western Ukraine.

Voloshina H., Knysh I.

Statistical characteristics of quantity of cases of a heavy rain in territory of the Western Ukraine for the period 1992-2006 are calculated and analyzed, seasonal and annual variability of quantity of a heavy rain cases for definition of occurrence reasons of a heavy rains in the territory of the Western Ukraine is investigated.

Keywords: the spontaneous hydrometeorological phenomena, repeatability, a heavy rains, variability.

СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТА

Статья представляет собой обзор основных результатов работ отечественных ученых по изучению влияния солнечной активности на климатические процессы.

Ключевые слова: солнечная активность, атмосферная циркуляция, климатические эпохи, гидрометеорологические характеристики.

Вступление. Пристальное изучение временной изменчивости гидрометеорологических характеристик как глобального, так и регионального масштаба приобрело в последнее время особую актуальность в связи с наблюдающимися тенденциями изменения климата.

Цель настоящей статьи дать в виде обзора литературных работ представление об основных результатах, полученных отечественными учеными при изучении вариаций солнечной активности и вариаций климатических характеристик.

Обзор состоит из трех разделов. В первом разделе представлены работы по изучению солнечно-земных связей и вариаций климата. Этот раздел не претендует на исчерпывающую полноту, так как литература по этой теме многочисленна. Во втором разделе приведены работы по изучению вариаций гидрометеорологических характеристик черноморского региона, в третьем - по изучению вариаций таких же характеристик Одесского региона северо-западной части Черного моря. Последние два раздела включают большинство работ, опубликованных по данной тематике отечественными учеными.

В этом сборнике публикуется первый раздел обзора. Остальные два раздела будут опубликованы в следующих сборниках.

Обзор результатов исследований. Поиском солнечно-земных связей, изучением обусловленных этими связями климатических процессов в атмосфере и океане, исследованием временной изменчивости различных климатических характеристик глобального и регионального масштаба, а также короткопериодной и долгопериодной изменчивости гидрометеорологических характеристик черноморского региона и, в частности, его северо-западной части занимались многие ученые.

Еще в первые десятилетия XX-го столетия в области изучения солнечно-земных связей работали видные ученые А.Л. Чижевский, Л.С. Берг и В.Ю. Визе, фактически положившие начало изучению этих связей. В.Ю. Визе еще в 30-е годы первый указал на то, что усиление атмосферной циркуляции является основной причиной изменения климатических условий в Арктике, и назвал это глобальное изменение климата катастрофическим.

Из ученых последующего времени следует, прежде всего, упомянуть В.В. Шулейкина, отчетливо показавшего роль океана в формировании климата материков, а также Л.А. Вительса, работы которого являются основными по вопросу о влиянии солнечной деятельности на климат, погоду и особенно на циркуляцию атмосферы, и М.С. Эйгенсона, исследовавшего всю совокупность солнечно-земных связей. Идеи этих ученых до настоящего времени являются актуальными во всех областях этой обширной темы.

Из исследований 50-х годов следует упомянуть работу А.И. Дуванина, в которой установлено, что уровенная поверхность океанов хорошо отражает всю совокупность динамических воздействий атмосферы. Колебания этой поверхности происходят с разными периодами, связанными с 250-летним циклом изменений скорости вращения

Земли, с 80-летним и 11-летним циклом солнечной активности, с 19-летним циклом приливообразующих сил, с 7-летними циклами, возникающими под влиянием 14-месячных нутаций земной оси. Указано на наличие четкой 4-летней периодичности в колебаниях североатлантической системы течений, связанной с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы [1].

Исследованиями процессов атмосферной циркуляции занимался в 40–50-е годы Н.А. Белинский, установивший, что в многолетнем ходе цикло-антициклонической деятельности отмечаются три составляющих: вековой ход, 11-летняя и 2-летняя цикличность. В общем 11-летнем цикле 5–6 лет преобладает циклоническая деятельность, затем 5–6 лет антициклоническая, т.е. прослеживается связь с 11-летним солнечным циклом. Н.А. Белинский также использовал циклические колебания в многолетнем ходе атмосферной циркуляции для прогнозирования водности рек Волги, Камы, Дона, Днепра и Северной Двины и получил хорошие прогностические связи стока этих рек с интенсивностью цикло-антициклонической деятельности атмосферы в районе азорского максимума для периода 11 лет. Эти связи выражаются большими коэффициентами корреляции и имеют высокую достоверность, поскольку вычислены по большому ряду наблюдений (42–50 лет) [2].

В монографии Б.М. Рубашева значительное место уделено обоснованию существования 80-летнего цикла солнечной активности. Отмечается, что усиление солнечной активности ведет к интенсификации обмена теплом в тропосфере либо путем адвекции, либо путем макротурбулентного обмена. Вследствие этого произошло проникновение теплого воздуха в Арктику в 30-е годы. Хотя амплитуда 11-летнего солнечного цикла значительно превышает по солнечным индексам амплитуду 80–90-летнего цикла, тем не менее, климатические эффекты, связанные с последним, значительно большие. По мнению автора, 11-летняя цикличность проявляется в незначительных колебаниях температуры воздуха тропиков, по эффектам осадков и возможно испарения. 80–90-летний цикл через посредство атмосферной циркуляции вызывает весьма существенные колебания климата. Развитие 80–90-летнего цикла ведет к снижению повторяемости числа дней с арктическими вторжениями, в то же время с развитием цикла растет число случаев преобразования типов атмосферной циркуляции из одного в другой. Резкое изменение условий наступает при переходе от последней фазы старого 80–90-летнего цикла к первой фазе нового. Если в конце цикла отчетливо выражены континентальные тенденции в климате, то в начале следующего осуществляется довольно быстрый переход к морским тенденциям. Начало фазы подъема 80–90-летнего цикла пришлось на начало XX столетия, следовательно, конец периода ожидался в конце столетия [3].

В монографии Е.С. Рубинштейна и Л.Г. Полозовой показано, что существует связь температуры воздуха с солнечной активностью, проявляющаяся в 11-летней цикличности. Имеется также связь между повторяемостью определенных форм циркуляции с солнечной активностью. Колебания числа дней с зональной циркуляцией в годы, близкие к вершине векового цикла солнечной активности, синхронны с колебаниями солнечной активности (1940–1960 гг., о. Мадейра). Далее авторы отмечают, что нет единого мнения о предстоящих изменениях климата. Тем не менее, все прогнозы климата основываются на экстраполяции эмпирически установленных связей с солнечной активностью и базируются на прогнозе характера атмосферной циркуляции, связанной с солнечной активностью. Ссылаясь на работы Б.Л. Дзерdzeевского и И.В. Максимова, авторы монографии дают следующий прогноз. Учитывая влияние ветви роста 11-летнего цикла солнечной активности, следовало ожидать с 1965 по 1970 г. уменьшения повторяемости процессов зональной циркуляции, а на ветви спада 11-летнего цикла в 1970–1976 гг. зональная циркуляция

должна активизироваться. В 1982–1987 гг. ожидался глубокий минимум меридиональной циркуляции, что должно было привести к резкому обострению континентальности климата. В заключение авторы отмечают, что, учитывая нестационарный характер атмосферных процессов, приводящих к многолетним колебаниям температуры воздуха, к прогнозам климата следует относиться осторожно [4].

Работа А.Н. Афанасьева посвящена исследованию циклических колебаний и изменений элементов климата, гидрологического режима и причин, их определяющих. Автор приводит различные способы оценки циклических колебаний природных явлений, в частности, способ n -летних скользящих средних и способ разностных интегральных кривых. Показаны достоинства и недостатки этих способов. Далее рекомендуется применять способ средней арифметической, представляющий частное от деления суммы значений признака $X_1+X_2+\dots+X_n=\Sigma X$ на число элементов совокупности n или $\Sigma X/n$. По мнению автора, этот способ дает возможность помимо гашения волн малых циклических колебаний отчетливо прослеживать максимумы и минимумы, фазы развития роста и спада и границы циклов исследуемых элементов. В частности границы между полными внутривековыми циклами определяются по времени окончания фазы спада наименьшей мощности $\Sigma X/n$. Применяв этот способ, автор выявил малые внутривековые и вековые циклы в колебаниях температуры воздуха, атмосферных осадков и стока рек на территории СССР и показал, что основными причинами циклическости этих элементов является изменчивость солнечной активности, и последующее увеличение, либо уменьшение циклонической деятельности над северным полушарием [5].

Проблемам неустойчивости солнечно-тропосферных связей посвящена монография Б.И. Сазонова и В.Ф. Логинова. В работе показано, что особенно сложный и неустойчивый характер связи с солнечной активностью (через циркуляцию атмосферы) обнаруживают характеристики увлажненности территорий, что связано с нелинейностью связи количества выпадающих осадков с интенсивностью барических образований, которая контролируется солнечной активностью. В качестве наиболее адекватного показателя влияния космических факторов на нижнюю атмосферу авторы предлагают использовать индекс K_p , характеризующий напряженность межпланетного магнитного поля [6].

Значительных успехов в изучении планетарных циклов достигли исследователи, занимавшиеся в 50–60-е гг. типизацией гидрометеорологических процессов. Исследованиями А.А. Гирса и Б.Л. Дзержеевского установлена преемственность в развитии элементарных синоптических циклов, выявлены естественные сезоны, стадии развития годовых метеорологических циклов продолжительностью 3–6 месяцев, многолетние циклы («стадии циркуляционных эпох»), прослеживающиеся в течение 2–6 лет, а также циклы длительностью от 10 до 30 лет («циркуляционные эпохи»).

А.А. Гирс за время с 1891 по 1969 г. выделил пять эпох (многолетних циклов). Продолжительность каждой из них менялась от 8 до 28 лет. Первый цикл (1891–1899 гг.) характеризовался преобладанием западных типов, чередовавшихся с меридиональными. Следующая, наиболее длительная эпоха (1900–1928 гг.), отличалась резким преобладанием западного переноса в атмосфере. Затем произошла смена на восточный тип циркуляции (1929–1939 гг.). В 1940–1948 гг. преобладал меридиональный перенос. Далее (1949–1968 гг.) меридиональный перенос оставался ведущим в сочетании с восточным типом циркуляции. Основываясь на установленной закономерности последовательности смены типов А.А. Гирс предположил, что в следующем многолетнем цикле продолжительностью 20–25 лет наиболее вероятно преобладание восточного типа циркуляции. При этом в конце эпохи (в 1987–1992 гг.)

следовало ожидать перехода к меридиональному переносу. А.А. Гирсу также удалось успешно связать эпохи атмосферной циркуляции с изменениями температуры воды, ледовитости и колебаниями уровня морей и открытых частей океанов [7]. В отношении возможности влияния солнечной активности на планетарные процессы А.А. Гирс указывает, что атмосфера развивается в основном без участия внешних возмущающих факторов. Однако он же показал, что с увеличением притока солнечной радиации в период преобладания зональной циркуляции усиливается повторяемость меридионального переноса, а зональный тип циркуляции нарушается. Вспышка солнечной активности в период преобладания меридионального переноса усиливает последний [8].

А.А. Гирсом приведены данные о многолетней повторяемости (норме) числа дней с различными формами циркуляции за период 1891–1966 гг. Она составила для западной формы (*W*) - 131 день, для восточной (*E*) - 137 дней, для меридиональной (*C*) - 97 дней. В период повышенной солнечной активности учащаются преобразования зональных переносов (*W*) в меридиональные (*E* и *C*). В результате годовое число дней с меридиональными формами возрастает, а число дней с формой *W* убывает. Так формируется эпоха меридиональных форм циркуляции. В период ослабления солнечной активности зональная циркуляция, свойственная земной атмосфере (в силу неравномерности распределения тепловой энергии с широтой и вращения Земли), нарушается реже. В связи с этим годовое число дней с зональной циркуляцией начинает превышать норму, а с меридиональной становится ниже нормы, т.е. возникает эпоха западной (*W*) циркуляции. Существенная роль в формировании эпох принадлежит и другим внешним факторам. К ним относятся приливные явления в океане и атмосфере, нутация Земли (19-летний цикл), изменение скорости вращения Земли. Эти явления ведут к деформации уровня. В периоды, когда уровенная поверхность Мирового океана наклонена в сторону экватора, ослабевают Гольфстрим и Куроисио, усиливается температурный контраст полюс-экватор и в атмосфере Земли активизируются процессы формы *W*, что способствует возникновению эпохи западной циркуляции. При наклоне уровня в сторону полюса отмечается активизация форм (*E* и *C*), что способствует возникновению эпох меридиональных форм (*E* и *C*) [9, 10].

Б.Л. Дзердзеевский по многолетнему изменению повторяемости зональных и меридиональных групп циркуляции атмосферы от их средней годовой продолжительности проследил наличие планетарных циклов с продолжительностью от 1,5 до 3 лет. Получив по тем же исходным данным десятилетние скользящие величины, он выделил три многолетних цикла, названных им циркуляционными или климатическими эпохами. Первая эпоха, начавшаяся в конце XIX века и продолжавшаяся до конца второго десятилетия XX века, отличалась резко выраженным усилением меридиональной и ослаблением зональной циркуляции атмосферы. Вторая эпоха, длившаяся до начала 50-х годов, характеризовалась преобладанием зональной циркуляции. Затем она сменилась преобладанием меридиональной циркуляции. Середина последней, третьей эпохи приходится на середину 60-х годов, после чего ожидалось убывание меридиональных процессов и окончание этой эпохи в 70-х годах. Длительность меридионального цикла составляет около 18–20, а зонального – 35 лет. Различие в продолжительности эпох связано с более интенсивным нарастанием повторяемости меридионального переноса, что объясняется быстротой смены меридиональных процессов за счет меньшей продолжительности первичных элементарных циркуляционных механизмов. Переход от одной эпохи к другой происходит при последовательном увеличении повторяемости тех типов макроциркуляционных процессов, которые станут преобладающими в наступающем цикле [11–13].

Следует отметить, что в начале 60-х годов был опубликован ряд работ, авторы которых пытались установить связи многолетних изменений в режиме морей с изменениями их биологической продуктивности. Здесь следует упомянуть работу Г.К. Ижевского, в частности, установившего связь стока реки Дон со среднегодовыми температурами слоя воды 0–200 м в Баренцевом море на Кольском меридиане за период 1921–1957 гг. Коэффициент корреляции этой связи достаточно высок ($-0,71$). Эмпирическая формула связи имеет вид: $lg(y)=3,70-3,79lg(x)$, где y - годовой сток Дона, x - среднегодовая температура в Баренцевом море. Средне многолетнему стоку Дона 26 км^3 соответствует средняя многолетняя температура воды $4,1 \text{ }^\circ\text{C}$. Автором отмечено, что приток на север Атлантики теплых вод через систему взаимодействия океан - атмосфера - материк определяет многолетнюю периодичность процессов в Азовском море. В колебаниях стока Дона прослеживается многолетняя приливная периодичность, отмечающаяся для северных морей: 4–5-летняя, 8–10-летняя и 18–20-летняя. Фазы колебаний в Азовском море противоположны по отношению фаз в северных морях. Эти связи прослеживаются и в биологических процессах [14]. А.К. Богданова установила, что в колебании запасов и уловов всех рыб Азовского моря четко вырисовывается цикличность с периодами 5–7, 9–11 и 14–16 лет, что соответствует многолетнему ходу индексов атмосферной циркуляции, материкового стока, уровня и других гидрологических характеристик Азовского и Черного моря [15].

В работе В.С. Назарова говорится о том, что изменения ледяного покрова океана наиболее полно и точно отражают происходящие изменения теплового состояния поверхности Земли, т.е. площади и объемы льда в море как бы подытоживают действие всех климатообразующих факторов. В этой связи приводятся данные об изменениях ледовитости Карского моря в конце лета с 1750 по 1961 г. и ход солнечной активности. Показано, что повышению солнечной активности соответствует уменьшение количества льда и наоборот, понижению ее – увеличение количества льда. Интегральные кривые отклонений от средних значений выявили колебания рассматриваемых величин с периодом в 80–100 лет. Путем экстраполяции автор прогнозирует в соответствии с прогнозом падения солнечной активности, что до 1980 г., а возможно и до 2000 г., следует ожидать увеличения площади льда в Мировом океане, а также роста ледников. И как результата этих климатических изменений следует ожидать повышения уровня Каспийского моря и понижения уровня Аральского моря, так как в средней полосе возрастет континентальность климата, будет наблюдаться преобладание летом зональных, а зимой меридиональных переносов воздушных масс [16].

В 1970 г. опубликована монография И.В. Максимова, которая подвела итог многолетним исследованиям автора в изучении воздействия на воды океана геофизических сил, связанных со строением Земли, и сил внешних, т.е. сил космического происхождения. Вместе с тем монография явилась наиболее капитальным трудом, в котором подытожены исследования многих предшественников автора, работавших в этой области науки, и дано полное представление о состоянии изученности данного вопроса в то время. Уделяя основное внимание океану, автор подчеркивает, что океан с присущими только ему особыми явлениями, управляя перераспределением тепла на Земле, создает реальный климат Земли. Все значительные изменения режима вод океана и особенно его циркуляции проявляются в соответствующих вариациях климата отдельных районов Земли, что говорит о первостепенности изучения вариационного режима океана. Укажем на отдельные моменты монографии, касающиеся периодичности процессов, при воздействии космических и геофизических сил на океан и атмосферу.

Многолетние изменения приливообразующей силы Луны являются причиной возникновения в Мировом океане глобальной волны многолетнего лунного прилива, что отражается в многолетних изменениях режимных характеристик отдельных частей океана. В спектре частот, характеризующих изменения климатических характеристик моря давно известна неустойчивая вариация режима, характеризуемая частотой, изменяющейся от 17 лет до 21 года. Многолетний лунный 19-летний прилив характеризуется увеличением размеров с широтой. В районе полюса многолетний прилив изменяет высоту среднего уровня океана на 7 см, что должно приводить к многолетнему изменению режима вод и льдов Арктики. Известно, что изменчивость Гольфстрима также характеризуется 19-летним ритмом. Имеются характерные признаки существования этого приливного ритма и в атмосфере Земли, в частности, в многолетнем изменении долготы исландского минимума атмосферного давления. Это, в свою очередь, приводит к изменению траекторий циклонов и определяет погоду над ЕТС. Другой основной климатообразующей причиной И.В. Максимов считает нутацию земной оси. В работе приведены данные, подтверждающие проявление в океане так называемого полюсного прилива, имеющего в Мировом океане 14-месячную волну, и наличие нутационной вариации в миграции исландского минимума давления. Наложение этой волны на сезонные и годовые колебания уровня моря или колебания атмосферного давления создает отчетливый 7-летний ритм, т.е. возникают 7-летние колебания многих показателей режима моря и климата Земли. Эти нутационные колебания проявляются через изменения циклоничности и соответственно снежности зим в таких интегральных показателях климата, каким является сток рек. Рассматривая солнечно-земные связи, И.В. Максимов сделал долгосрочный прогноз вековой вариации солнечной деятельности. По этому прогнозу в 1940–1980-е гг. происходит спад векового уровня солнечной деятельности (80–90 летней средней периодичности) и минимума следует ожидать в 1987–1997 гг. С учетом 11-летней вариации солнечной деятельности, в этот период следует ожидать «неинтенсивных максимумов реальной солнечной деятельности» и «крайне глубоких минимумов солнечной деятельности». По мнению ученого вековой ритм солнечной деятельности составляет самое крупное из всех известных климатообразующих явлений, проявившееся, например, в засухе 90-х годов XIX века, потеплении Арктики и уменьшении ледовитости арктических морей в 30-х и 40-х годах XX века, падении уровня Каспийского моря и др. В соответствии с прогнозом, к 1982–1992 гг. в связи с изменением общей циркуляции атмосферы («северным дрейфом» азорского максимума и «южным дрейфом» исландского минимума), должна возрасти ледовитость морей Арктики. Используя индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса, И.В. Максимов на основании данных наблюдений 1900–1960 гг. получил вековой ход колебаний индекса западной формы циркуляции атмосферы (*W*) в атлантической зоне северного полушария и сделал прогноз до 1975 г. Согласно этим расчетам в период 1920–1950 гг. влияние западной формы циркуляции постепенно ослабевало, а затем тенденция менялась на обратную и до 1975 г. ожидалось усиление этой формы циркуляции [17].

На цикличность процессов в океане и атмосфере обращено особое внимание в работе В.Н. Степанова. Не претендуя на новаторство в данном вопросе, автор приводит достаточно подробную информацию о состоянии изученности вопроса на данном этапе и подчеркивает роль климата и его взаимосвязи с процессами в океане [18].

В монографии Дж.Р. Германа и Р.А. Голдберга проведен анализ многочисленных зарубежных исследований корреляционных связей между 11-летним и 22-летним циклами солнечной деятельности и такими климатическими характеристиками, как осадки и их косвенные показатели (паводки и изменения уровня воды в озерах), температура воздуха, давление и ветер, а также пути циклонов.

Обнаруженные многочисленные корреляции, по мнению авторов, неоспоримо свидетельствуют о реальности связей между климатом и изменениями радиации, зависящими от различных явлений на Солнце [19].

Существуют и отрицательные мнения о наличии связей между процессами на Солнце и изменениями климата на Земле. Приводим некоторые из них.

С целью выяснения вопроса о том, имеется ли связь между погодой и колебаниями солнечной активности, А.С. Монин проанализировал 130-летний ряд наблюдений температуры воздуха в Москве и 198-летний ряд по Ленинграду и выяснил, что наиболее выраженные колебания средних месячных значений температуры воздуха имеют значительно меньшие периоды, чем колебания чисел Вольфа, и какой-либо тесной связи между фазами колебаний температуры и числами Вольфа не имеется. Спектры колебаний температуры показали, что 11,5-летний период на них не выражен, а имеется размытый максимум в интервале периодов между 2 и 5 годами. В работе упомянуты аналогичные данные для некоторых станций США, давшие такие же результаты. В спектрах 100–160-летних рядов годовых сумм осадков на восьми станциях в Европе периоды в 22–23 года, 11–12 лет и 5–6 лет так же не проявляются. Высказано сомнение и о существовании 80–90-летнего цикла солнечной активности, так как, по мнению автора, наличие двух таких циклов при 23-летнем сглаживании значений чисел Вольфа не является достаточным обоснованием такой цикличности. Необоснованным считает автор и связывание роста чисел Вольфа в первой половине XX в. с происходившим в это время потеплением, так как такой же рост чисел Вольфа сто и двести лет назад аналогичными потеплениями не сопровождался. На основании всего этого автором сделан вывод о том, что выявление долгосрочных процессов взаимодействия океана и атмосферы позволяет обходиться без гипотезы о солнечных воздействиях в интервале междугодовых колебаний [20, 21].

О недоказанности прямого воздействия солнечной активности на земную погоду говорится также в работе С.П. Хромова. По мнению исследователя все имеющиеся данные о подобных связях в масштабе 11–22 лет основаны или на неправильном применении методов математической статистики, или на специальном, пристрастном отборе данных, создающем кажущуюся корреляцию между рассматриваемым рядом событий погоды и солнечной активностью, и что если будущие данные и более аккуратный анализ и выявят статистически значимые связи, то они смогут быть ответственными лишь за слишком малую долю общей изменчивости погоды [22].

В работе В.В. Лыкова и А.А. Лыковой рассматривается вопрос о связи вековой изменчивости теплового состояния океанических вод и некоторых показателей циркуляции. Для анализа были выбраны температура воды на норвежских станциях и Кольском меридиане и повторяемость форм Вангенгейма-Гирса и индексов атмосферной циркуляции Каца. Показано, что в Северной Атлантике в январе и июле проявляется сопряженность фоновых изменений температуры воды на поверхности моря и циркуляции атмосферы. Повышению температуры воды в эти месяцы соответствует ослабление западного переноса. Ослаблению или усилению южного переноса соответствуют такие же изменения в термике вод [23].

В работе И.М. Соскина и др. показано, что между процессом теплоотдачи в Северной Атлантике и макроциркуляционными атмосферными процессами над Арктикой и северо-восточной частью Атлантики существует определенная связь. Рассматривая во взаимосвязи эти крупномасштабные явления, авторы отмечают, что в 60-е годы при наметившейся тенденции увеличения теплоотдачи тепла в атмосферу происходило неуклонное общее уменьшение повторяемости западной формы циркуляции W (эта тенденция наблюдалась и в первые годы 70-х годов), и, с другой

стороны, увеличение повторяемости восточной формы *E*. Так в 1972 г. число дней с восточной формой циркуляции *E* достигло 246 (максимальная величина с 1891 г.), что и явилось причиной длительной летней засухи на ЕТС в данном году. Таким образом, рост температуры воздуха в тропосфере над Атлантикой и Европой способствует деформации высотного термобарического поля в направлении, соответствующем переносу типа *E*. Авторами отмечена также связь между аномалиями долготы центра азорского максимума и повторяемостью меридиональной формы атмосферной циркуляции *C*. Показано, что при наиболее западном положении центра азорского максимума имеет место высокая повторяемость формы *C* (начало 60-х гг.). При уменьшении аномалии западной долготы центра максимума повторяемость процессов формы *C* уменьшается (середина 60–70 гг.) [24].

В работе В.В. Ефимова и др. обращено особое внимание на связь метеорологических процессов над югом европейской территории страны (ЕТС) с процессами в Северной Атлантике. На основании анализа межгодовой изменчивости индекса западного переноса (ΔP_z – разности приземного давления в центрах азорского максимума и исландского минимума) за январь-март 1951–1990 гг. показано, что крупномасштабные аномалии циркуляции атмосферы в Северной Атлантике проявляются в полях температуры и осадков над ЕТС. Так, показано, что ослабление зонального переноса в 1951–1970 гг. сопровождалось повышением циклонической активности над ЕТС, что, в свою очередь, привело к понижению средней температуры воздуха над Европой и повышению осадков. Рост ΔP_z в 1971–1980 гг. сопровождался лишь небольшим уменьшением циклонической активности над ЕТС, что явилось одной из причин роста температуры воздуха. Аномально большие величины ΔP_z в январе-марте 1989 и 1990 гг. явились причиной значительного уменьшения осадков в южных районах ЕТС (приведены данные по Севастополю) [25].

В работе Н.В. Вакуленко и др. на основании анализа 105-летних рядов данных за 1891–1995 гг. средних месячных значений атмосферного давления, а также широт и долгот восьми центров действия атмосферы северного полушария (ЦДА) было выявлено, что 1950 г. оказался переломным в эволюции общей циркуляции атмосферы в XX веке. Начиная с этого времени, градиент давления между азорским максимумом и исландским минимумом монотонно возрастал, т.е. суперротация атмосферы в умеренных широтах усиливалась, что, по мнению авторов, могло привести к аномально теплым летним месяцам 1998-1999 гг. [26].

В работе Н.С. Сидоренкова приводятся тесные связи флуктуации вращения Земли с колебаниями климатических характеристик. В период замедлений скорости вращения Земли повторяемость меридиональной формы атмосферной циркуляции (*C*) в первом секторе Северного полушария (от 50° з.д. до 80° в.д.) увеличивается, а зональной (*W* и *E*) уменьшается. Уменьшаются массы льда в полярных областях и темпы роста глобальной температуры воздуха, общее количество облачности и осадков. Увеличивается средняя скорость ветра в приземном слое и испарение с поверхности суши и моря. В 1973 г. начался период ускоренного вращения Земли, который закончится в 2005–2010 гг. и наступит период замедленного вращения Земли, что приведет к началу новой климатической эпохи, которая продлится около 35 лет (до 2040–2045 гг.) [27].

В работе П.И. Бухарицина и А.Н. Андреева приведена классификация основных циклов солнечной активности. Это 11-летние (Швабе-Вольфа), 22-летние (Хойла), 80-летние («вековые») и 190-летние («индиктицион») циклы. Отмечается, что влияние солнечной активности на климатические характеристики носит региональный характер, усиливая атмосферные процессы в одних регионах и ослабляя в других. Использование данных многолетних наблюдений за температурой воздуха по Астрахани с 1836 г.

позволило авторам выявить особенности температурного режима на протяжении с 8-го по 23-й одиннадцатилетний цикл солнечной активности и распространить их на весь северо-каспийский регион. Авторами выделен индиктион продолжительностью 175 лет (1833–2007 гг.), состоящий из двух вековых циклов продолжительностью 91 год и 84 года (1833–1923 и 1924–2007 гг.) и из восьми 22-летних или шестнадцати 11-летних. По прогнозу авторов очередной 24-ый четный одиннадцатилетний цикл должен был начаться в 2007 г. и продлится до 2017 г. Характерное для четных 11-летних циклов понижение атмосферного давления в полярных областях приведет к смещению центра арктического антициклона к северо-востоку. В северо-каспийском регионе увеличится антициклоничность климата. Уменьшится годовой сток Волги в Каспийское море. Погода станет засушливее. Уменьшится количество осадков и понизится температура воздуха. Следует ожидать засушливую с холодными зимами погоду [28].

В монографии А.Б. Полонского изучены некоторые механизмы взаимодействия в системе океан–атмосфера. Отмечается, что короткопериодные климатические вариации в системе океан–атмосфера с типичными периодами от 2 до 7–8 лет надежно выделяются в различных регионах земного шара по разным типам данных, т.е. носят глобальный характер. В долгопериодной изменчивости океанических и атмосферных параметров наличествуют две разные моды с типичным временным масштабом в 10–30 и 50–100 лет. По мнению автора, причинами таких климатических колебаний являются внутренние факторы, т.е. изменения внутри самой климатической системы в результате взаимодействия океана, атмосферы, литосферы и биоты. Влияние же внешних факторов (изменение солнечной постоянной и приливные изменения) незначительно. Ссылаясь на исследования А.С. Монины, автор утверждает, к примеру, что 11-летний цикл и его составляющие фиксируются лишь в небольшом (не более 20%) количестве случаев, да и обусловлено это неточностью оценки спектральной плотности при сравнительно небольшом объеме выборки [29].

В еще одной работе А.Б. Полонского проанализирована проблема глобальных и региональных последствий естественных и антропогенных изменений климата, процессов крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой в Северной Атлантике и вероятность возникновения термохалинной катастрофы в современную климатическую эпоху. Ссылаясь на иностранные источники автор приводит данные, что на протяжении последних 50–150 лет наблюдается увеличение глобальной температуры приземного слоя атмосферы (по оценкам разных авторов от 0,6 до 0,75 °C/100 лет). Причиной такого тренда считается антропогенный фактор. Ежегодная глобальная эмиссия углекислого газа в атмосферу оценивается в 23,5 Гт в 1990-е гг. и 26,4 Гт в 2000–2005 гг. Увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере приводит к парниковому эффекту, т.е. радиационному нагреву приземного слоя атмосферы, величина которого для 2005 г. оценивается в 1,66 Вт/м². Другие парниковые газы антропогенного происхождения (CH₄, N₂O, SF₆, гидрофторуглеводородные соединения) приводят к радиационному нагреву нижней тропосферы, оцениваемому для 2005 г. в 0,98 Вт/м². Суммарное же воздействие выбрасываемых аэрозолей, действующих на радиационные свойства атмосферы в прямо противоположном направлении, для 2005 г. считается равным –1,3 Вт/м². А общее радиационное воздействие парниковых газов и аэрозолей антропогенного происхождения оценивается для 2005 г. в 1,6 Вт/м². Вместе с тем в 2005 г. наблюдался повышенный приток солнечной радиации за счет абсолютно естественных причин на уровне 0,12 Вт/м², который вносил свой вклад в повышение средней температуры нижней тропосферы, никак не связанный с парниковым эффектом. Поэтому вопрос относительно роли естественных изменений, происходящих в климатической системе, остается открытым. Поэтому в настоящее время фактически достигнуто согласие

относительно самого факта увеличения глобальной приземной температуры на протяжении последних десятков лет. Это потепление служит основной причиной увеличения уровня Мирового океана и уменьшения снежного покрова в Северном полушарии. Вместе с тем, региональные последствия антропогенного влияния на различные климатические характеристики значительно менее значимы, чем глобальные. Далее в работе говорится о том, что на территории Европы выделяется периодическое низкочастотное (приблизительно 60-летнее) изменение приземной температуры с амплитудой около 0,2 °С. Величина линейного тренда приблизительно совпадает с величиной тренда глобальной температуры (0,6–0,7 °С/100 лет). В последние 10 лет наметилась тенденция резкого роста приземной температуры, но это, по мнению автора, связано с совпадением знака тренда в квазипериодической 60-летней компоненты изменчивости, которая в настоящее время находится в фазе роста. В период же противоположной фазы этого квазипериодического процесса следует ожидать компенсации линейного тренда уменьшением температуры квазипериодического характера. Именно такая ситуация наблюдалась в середине XX века и повторится, по всей вероятности, в ближайшее время. И, наконец, на основании анализа различных палеоданных и численных расчетов автор делает вывод о том, что изменения климата естественного происхождения могут быть не меньше антропогенно обусловленного роста температуры и даже превышать его. Реализация же термохалинной катастрофы (т.е. изменение знака меридиональных градиентов плотности в Северной Атлантике, обусловленное увеличением перепадов солености между низкими и высокими широтами, и прекращение термохалинной конвекции в высоких широтах) в настоящее время и в последующие 100–200 лет исключительно маловероятно [30].

Выводы. Большинство авторов, изучавших многолетние колебания климата, считают основной причиной таких колебаний солнечную активность. Вместе с тем, некоторые из них отмечают неустойчивость солнечно-земных связей, а некоторые и вовсе отрицают влияние солнечной активности на многолетние колебания климата. Как бы то ни было, исследования в этой области не прекращаются, поэтому настоящий обзор не является исчерпывающим, и будет пополняться как уже опубликованными ранее и не попавшими в поле зрения автора литературными источниками, так и новыми, которые непременно появятся в будущем.

Список литературы

1. Дуванин А.И. Средний уровень океанов как показатель процессов взаимодействия океана и атмосферы // Труды ГОИН. – 1951. – Вып.9. – С. 21–45.
2. Белинский Н.А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 202 с.
3. Рубашев Б.М. Проблемы солнечной активности. – Наука, 1964. – 364 с.
4. Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 268 с.
5. Афанасьев А.Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. – М.: Наука, 1967. – 232 с.
6. Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. Солнечно-тропосферные связи. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 116 с.
7. Гирс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 560 с.
8. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 280 с.
9. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.

10. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 344 с.
11. Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. – М.: Изд. Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР, 1968. – 138 с.
12. Дзердзеевский Б.Л. Многолетние флуктуации общей циркуляции атмосферы и климата и главные закономерности планетарной циркуляции // Общая циркуляция атмосферы. Метеорологические исследования. – М.: Наука, 1968. – №16. – С. 252–272.
13. Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климата. – М.: Наука, 1975. – 288 с.
14. Ижевский Г.К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. – М.: Пищепромиздат, 1961. – 428 с.
15. Богданова А.К. Цикличность в колебаниях гидрологических факторов и продуктивности морей (на примере Азовского моря) // Океанографические исследования Черного моря. – К.: Наукова думка, 1967. – С. 129–153.
16. Назаров В.С. Ледяной покров океанов и направленность климатических процессов Земли // Мировой океан. Вопросы географии, №84. – М.: Мысль. – 1970. – С. 224–232.
17. Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 448 с.
18. Степанов В.Н. Океаносфера. – М.: Мысль, 1983. – 272 с.
19. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 320 с.
20. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 184 с.
21. Монин А.С. Солнечный цикл. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 68 с.
22. Хромов С.П. Солнечные циклы и климат // Метеорология и гидрология. – 1973. – №9. – С. 93–110.
23. Лыкова В.В., Лыков А.А. О сопряженности фоновых изменений температуры воды и атмосферной циркуляции // Экспресс информация ВНИИГМИ-МЦД. Океанология. – 1977. – Вып.2(42). – С. 1–6.
24. Соскин И.М., Смирнова А.И., Кузнецов В.И., Ерофеева Е.С. Характеристика изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимосвязи ее с температурой // Труды ГОИН. – 1976. – Вып.131. – С. 3–28.
25. Ефимов В.В., Сизов А.А., Юровский А.В. О взаимосвязанности атмосферных и океанических термодинамических полей в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1991. – №6. – С. 55–61.
26. Вакуленко Н.В., Монин А.С., Шишков Ю.А. Об изменениях общей циркуляции атмосферы в XX веке // Доклады РАН. – 2000. – т. 371. – №6. – С. 802–805.
27. Сидоренков Н.С. Приливы дирижируют погодой // Земля и Вселенная. – №5. – 2003. – С. 9–15.
28. Бухарицин П.И., Андреев А.Н. Ритмы солнечной активности и ожидаемые экстремальные климатические события в северо-каспийском регионе на период 2007–2017 гг. // Труды международной научной конференции «Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе». – М.: 2006. – С. 137–143.
29. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. – К.: Наукова думка, 2008. – 184с.
30. Полонский А.Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-Европейского региона. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – 46с.

Сонячна активність і часова мінливість клімату. Доценко С.А.

Стаття є огляд головних результатів робіт вітчизняних вчених по вивченню впливу сонячної активності на кліматичні процеси.

Ключові слова: сонячна активність, атмосферна циркуляція, кліматичні епохи, гідрометеорологічні характеристики.

Sun activity and temporal variability of climate. Dotsenko S.A.

The article is a review of basic performances of jobs of domestic authors on the study of influencing of sun activity on the climatic processes.

Key words: sun activity, atmosphere circulation, climatic epochs, hydro-meteorological characteristics.

С.В.Иванов, к.геогр.н., **Г.П.Ивус**, к.геогр.н., **Ю.О.Паламарчук**, асп.
Одесский государственный экологический университет

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКТИВНОЙ ЯЧЕЙКИ ЗА ХОЛОДНЫМ ФРОНТОМ: ПОТОКИ ТЕПЛА И ВЛАГИ

На основе результатов численного моделирования с высоким разрешением исследуются потоки тепла и влаги в конвективной ячейке, развивающейся за холодным фронтом. Использование метода масок позволило получить количественные оценки переноса по вертикали влаги, явного и скрытого тепла непосредственно в пределах конвективной циркуляции. Определены слои интенсификации и ослабления восходящих движений. Установлено существование в модели обратной циркуляции с нисходящим потоком и оценено количество тепла, переносимое из нижней тропосферы в среднюю.

Ключевые слова: конвективная ячейка, потоки тепла и влаги

Введение. Модели высокого разрешения стали важным инструментом изучения мезомасштабных процессов, в частности, конвективных, развивающихся в пределах синоптических образований. Уровень детализации при их описании несравнимо выше, чем может обеспечить сеть стандартных наблюдений. Это позволяет сосредоточить внимание на диагнозе таких особенностей, как потоки влаги, тепла и момента в конвективных структурах и на их границах [7]. На сегодняшний день сформировалось два направления в изучении конвективной атмосферы. Одно из них связано с моделями одиночного облака (*Cloud-Resolving Model (CLM)*) [5], в которых характеристики конвективных процессов исследуются на индивидуальных случаях. Другое направление рассматривает статистические моменты и бюджеты ансамбля кучевых облаков. Первоначально это направление развивалось в приложениях к слоистой облачности [3], а затем распространилось и на глубокую конвективную облачность [6]. Ради справедливости следует заметить, что существующие представления, реализованные в обоих типах мезомасштабных моделей, как правило, конфликтуют с консервативными схемами конвективной атмосферы, которые используются в глобальных климатических моделях.

Данная статья продолжает цикл работ по исследованию конвективных процессов, развивающихся за холодным фронтом [1]. В ней на основе численного моделирования рассматриваются потоки тепла и влаги в индивидуальной конвективной ячейке.

Принцип численного описания потока влаги в конвективных процессах впервые сформулирован в работе [2], хотя его реализация растянулась на несколько десятилетий из-за высокой вычислительной стоимости алгоритма. В сравнении с простыми схемами влажного конвективного приспособления, этот подход основывается на глубоко проработанном физическом базисе и обеспечивает понимание роли конвекции в крупномасштабной динамике атмосферы. Он включает использование микрофизических преобразований и позволяет оценивать вертикальный перенос трассеров, что делает его незаменимым при исследовании влияния аэрозолей на изменения климата. Важность корректного учета конвективных процессов в моделях можно установить из уравнения термодинамики для крупномасштабного потока [8]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot v \theta} + \frac{\partial (\overline{w \theta})}{\partial p} = \frac{L \overline{Q}}{c_p \Pi} + \frac{\partial (\overline{w' \theta'})}{\partial p} - Q_R = Q_c - Q_R, \quad (1)$$

где θ - потенциальная температура; v , w – горизонтальная и вертикальная компоненты скорости, соответственно; L – удельная теплота парообразования; c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении; Q_R – скорость радиационного нагревания; Q_c – член конвективного нагревания; Π – скорость конденсации/испарения в единице массы воздуха.

Левая часть уравнения (1) содержит только члены крупномасштабного потока, тогда как правая часть представляет воздействие радиационных процессов и мелкомасштабных (подсеточных) движений на крупномасштабный поток. В такой интерпретации влияние конвекции реализуется через вертикальный перенос тепла и нагревание при конденсации. Аналогичный подход к уравнению для влажности позволяет получить члены вертикального и горизонтального переноса влаги при конвекции.

Численная реализация рассматриваемого принципа строится на допущении о том, что средний поток субстанции в пределах ячейки модельной сетки можно описать как

$$\bar{\phi} = \sigma \bar{\phi}^c + (1 - \sigma) \bar{\phi}^e, \quad (2)$$

где верхние индексы c и e относятся к значениям субстанции в облаке и окружающем его воздухе, соответственно; σ – доля модельной ячейки, покрытая облаком (бал облачности).

Представляя поток субстанции в виде суммы крупномасштабной и вихревой компонент

$$\bar{w}\bar{\theta} = \bar{w}\bar{\theta} + \bar{w}'\bar{\theta}', \quad (3)$$

с учетом уравнения (2) можно получить для вихревого потока субстанции

$$\bar{w}'\bar{\theta}' = \sigma \left[\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right] + (1 - \sigma) \left[\bar{w}\bar{\theta}^e - \bar{w}^e\bar{\theta} \right]. \quad (4)$$

Так как вертикальная скорость в конвективном облаке намного выше, чем в окружающем воздухе, что, в свою очередь, ведет к слабой корреляции между средними вертикальными движениями и значениями термодинамических характеристик (субстанции), второй член в уравнении (4) может быть опущен. Тогда вихревой поток, обусловленный конвекцией, может быть приближенно выражен как

$$\bar{w}'\bar{\theta}' = \sigma \left[\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right], \quad (5)$$

а член конвективного нагревания из уравнения (1) представлен в виде

$$Q_c = (1 - \sigma) \frac{L}{c_p} \frac{\bar{Q}^e}{\Pi} + \sigma \frac{L}{c_p} \frac{\bar{Q}^c}{\Pi} - \frac{\partial}{\partial p} \left[\sigma \left(\bar{w}\bar{\theta}^c - \bar{w}^c\bar{\theta} \right) \right]. \quad (6)$$

По существу, это уравнение представляет поток скрытого тепла, обусловленный конвекцией. С ним связано охлаждение в самом облаке и нагревание окружающего

воздуха за счет испарения облачного конденсата и выброс капель осадков из облака. Следует отметить, что уравнение (6) включает характеристики облака и окружающего воздуха. Последние определяются в узлах сетки численной модели в ходе интегрирования, тогда как значения величин в облаке рассчитываются по схемам параметризации конвекции или встроенным одномерным моделям, таким как модели одиночного облака или модели устойчивой струи вовлечения.

Одна из основных проблем при расчете уравнения (6) связана с аппроксимацией горизонтальной адвекции через боковые границы облака за счет вовлечения и выброса, которые меняются как по высоте, так и во времени при увеличении горизонтального размера облака. Для единичного облака такие потоки определяются следующим образом [4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma_i \overline{\theta_i^c} \right) - E_i \bar{\theta} + D_i \overline{\theta^c} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w \theta_i^c} \right) &= \sigma_i \frac{L \overline{Q^c}}{c_p \Pi}, \\ -E_i + D_i + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) &= \frac{\partial \sigma_i}{\partial t}, \\ E_i &= \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) + \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} \quad \text{если} \quad -\frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) - \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} < 0, \\ D_i &= \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) + \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} \quad \text{если} \quad -\frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma_i \overline{w_i^c} \right) - \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} > 0, \end{aligned}$$

где E и D – скорости вовлечения и выброса, соответственно, нижний индекс i обозначает единичное облако.

Суммирование по облачному ансамблю в предположении его статистической устойчивости дает следующие соотношения для потоков:

$$\begin{aligned} -E \bar{\theta} + \sum D_i \overline{\theta^c} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma \overline{w \theta^c} \right) &= \sigma \frac{L \overline{Q^c}}{c_p \Pi}, \\ -E + D + \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma \overline{w^c} \right) &= 0. \end{aligned}$$

Окончательно уравнение (6) для члена конвективного нагрева принимает вид

$$Q_c = \sigma \overline{w^c} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} + \sum D_i \left(\overline{\theta_i^c} - \bar{\theta} \right) + (1 - \sigma) \frac{L \overline{Q^e}}{c_p \Pi}.$$

Аналогичные соотношения легко получить для переноса влаги и горизонтального момента в конвективном облаке, используя вместо потенциальной температуры соответствующие величины. По этим уравнениям можно установить, что конвекция оказывает воздействие на крупномасштабный поток за счет трех процессов:
- выброса субстанции из облака в окружающий воздух;

- испарения облачного конденсата и осадков за пределами облака. Эти процессы могут иметь место на уровне облаков при выбросе или под нижней границей облаков при выпадении осадков. В последнем случае включаются микрофизические процессы, которые неоднозначно связаны с потоком массы и профилем конденсации;
- компенсационной заменой, которая отражает закон сохранения массы и согласовывает потоки в облаке и окружающем воздухе.

Важность корректного учета потоков, связанных с конвективной облачности, можно показать на следующем примере. Предположим $\sigma \ll 1$, что вполне оправдано при моделировании конвективной облачности на сетке с грубым разрешением. Тогда

$$\bar{\phi} = \phi^e \quad (7)$$

В табл. 1 приведены оценки величины ошибки температуры, массовой доли водяного пара и плавучести частицы при использовании допущения (7). Как видно, абсолютные значения ошибок обычно небольшие даже в случае, когда доля облачности в модельной ячейке составляет половину. Это соответствует случаю мезомасштабных моделей с разрешением 10 км и менее. Таким образом, такая теоретическая формулировка представляется достаточно аккуратной, если говорить о таких величинах, как температура или влажность. Однако, при этом ошибка в определении плавучести частицы B значительно больше и может достигать 50%. Так как эффекты плавучести в атмосфере являются основным движущим механизмом конвективных процессов, рассматриваемое допущение может приводить к существенным ошибкам в описании последних.

Таблица 1 - Ошибка в определении значения субстанции ϕ и плавучести частицы B при использовании уравнения (7)

σ	ϕ^e	ϕ^c	Ошибка ϕ^e , %	Ошибка B , %
Температура, К				
0,1	300	301	< 0,1	10
0,5	300	301	0,2	50
Массовая доля водяного пара, %				
0,1	15	17	1,3	
0,5	15	17	6,5	

Материалы и методы исследования. Численные эксперименты по изучению конвекции за холодным фронтом проводились с использованием модели MM5 на вложенных сетках. Подробное описание конфигурации модели и краевых условий эксперимента можно найти в [1]. В данной работе рассматриваются количественные характеристики потоков массы и тепла (скрытого и явного) в отдельной конвективной ячейке, развивающейся за холодным фронтом над теплой поверхностью.

Для определения границ конвективной ячейки, горизонтальный размер которой варьировался в пределах нескольких км, использовался метод масок. При разрешении модельной сетки 1 км и явном описании конвективных процессов в модели такой подход позволял с разумной точностью локализовать восходящую конвективную струю и связанные с ней потоки тепла и влаги от поверхности в среднюю тропосферу. В качестве критерия для формирования маски использовались положительные значения вертикальной составляющей скорости, в общем, различные на разных уровнях. Такие значения выбирались из соображений оптимального выбора между

стремлением, с одной стороны, принимать в расчет слабые восходящие потоки и, с другой стороны, ограничиться рассмотрением основной конвективной струи, исключая вторичные циркуляции. В определенной мере такой выбор носит субъективный характер, и его формализация представляет собой отдельную задачу, выходящую за рамки данной статьи.

На рис. 1 показаны маски для отдельных уровней на определенный момент времени, которые использовались в дальнейшем для оценки потоков тепла и влаги в конвективной ячейке. Несомненное преимущество такого подхода при определении конфигурации области состоит в том, что с помощью заданного критерия, в данном случае вертикальной составляющей скорости, можно точно установить границы расчетов и исключить смежные области, где протекают процессы иного характера. Отметим, что формальное использование простой конфигурации области, например прямоугольной, приводит к значительным ошибкам в оценках интегральных свойств из-за такого смешивания.

Результаты исследований. Использование масок позволило установить границы восходящей струи и их изменчивость во времени и пространстве, что, в свою очередь, дало возможность рассчитать вертикальные потоки явного и скрытого тепла, а также массы влаги, обусловленные конвекцией. Модельные поля выводились с интервалом по времени 5 мин на протяжении 90 мин, когда конвективная ячейка развивалась и продвигалась над модельной областью. Вертикальное разрешение составляло 5 гПа в пограничном слое и 10...25 гПа в средней тропосфере до верхней границы развития конвекции, располагавшейся на высоте около 5 км.

На рис. 2 показана эволюция поля вертикальной скорости на отдельных изобарических поверхностях. Как видно, конвективные движения начинают формироваться выше поверхности 950 гПа и достигают максимального развития в слое 750...900 гПа. Причем, интенсификация наблюдается как в вертикальных скоростях, достигающих значений 3 м/с, так и по площади (сечению) восходящего потока. Очевидно, что усиление конвективного потока происходит, в первую очередь, за счет вовлечения окружающего воздуха на средних уровнях. К сожалению, имеющаяся информация не позволяет определить горизонтальные потоки через боковые границы конвективной ячейки, которые бы позволили оценить интенсивность вовлечения и выброса массы. О проявлении последнего свидетельствует наличие обратной циркуляции (нисходящего потока), сопутствующей рассматриваемой конвективной ячейке, но значительно более слабой (рис. 2).

На рис.3а показаны вертикальные профили потоков явного тепла, обусловленные восходящими и нисходящими движениями. Перенос явного тепла в конвективной ячейке над пограничным слоем растет с высотой примерно до 3 км, где достигает своего максимального значения около $13,2 \times 10^7$ Дж/(м²·с). Выше этой поверхности, в слое 500...700 гПа (примерно 3...5 км), поток явного тепла вверх, ослабевает, а нисходящий поток возрастает примерно вдвое, до $7,0 \times 10^7$ Дж/(м²·с), но продолжает оставаться меньше восходящего. Расчеты показывают, что в период развития конвективной ячейки на протяжении около 1,5 ч из нижней в среднюю тропосферу передается около $4,0 \times 10^{12}$ Дж тепла в явном виде. Часть этого тепла, около $1,1 \times 10^{12}$ Дж или около 30%, возвращается за счет обратной циркуляции (нисходящего потока). Оставшаяся часть явного тепла, около $2,9 \times 10^{12}$ Дж, передается в среднюю тропосферу. Можно предположить, что оно идет как на нагревание вышележащих слоев, так и преобразуется в кинетическую энергию среднего потока. Этот вопрос будет более подробно рассматриваться в дальнейших исследованиях.

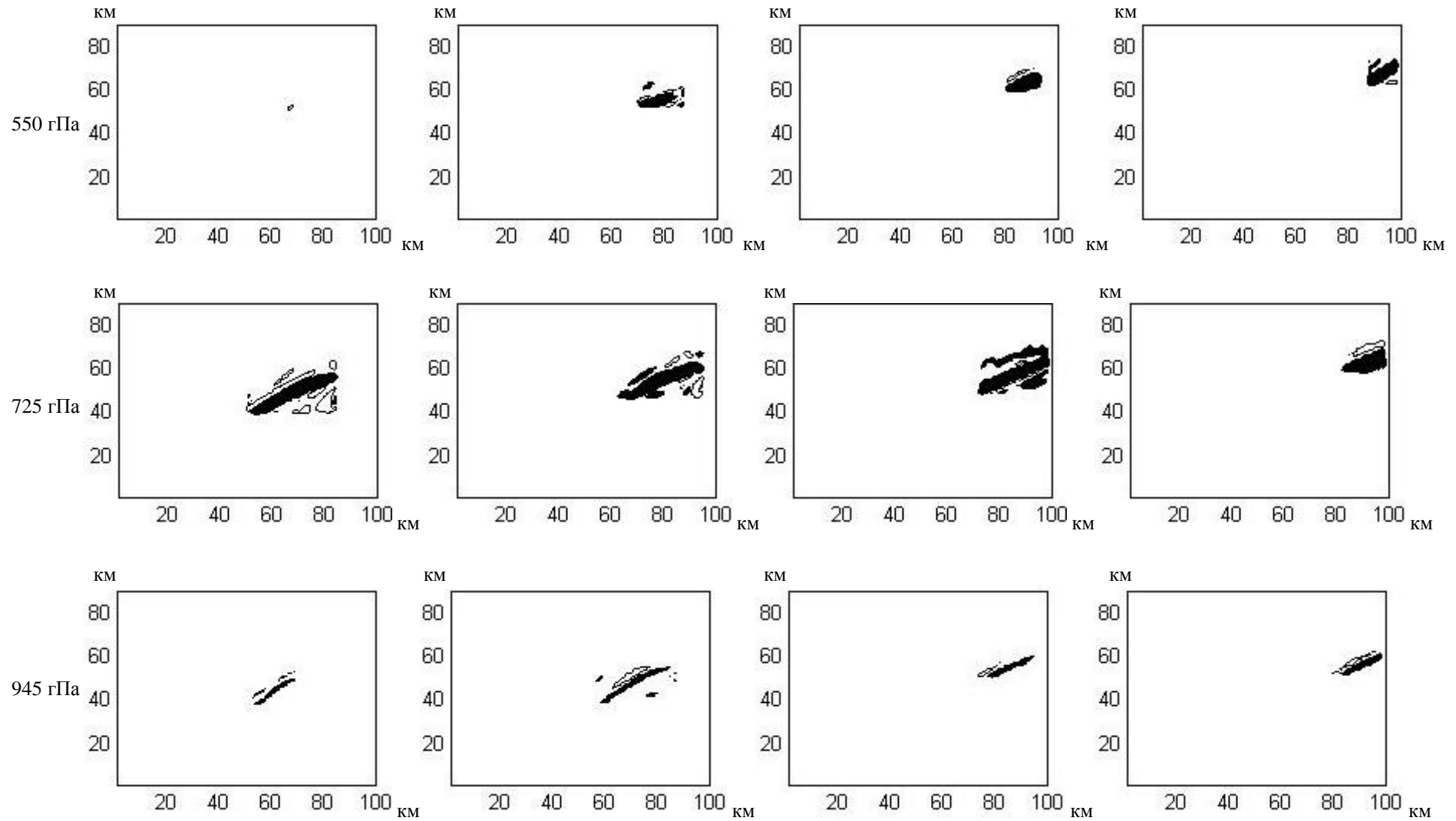


Рис.1 - Маски конвективной ячейки на основе вертикальной скорости. Черные области соответствуют области восходящего потока, контуры – области нисходящего потока.

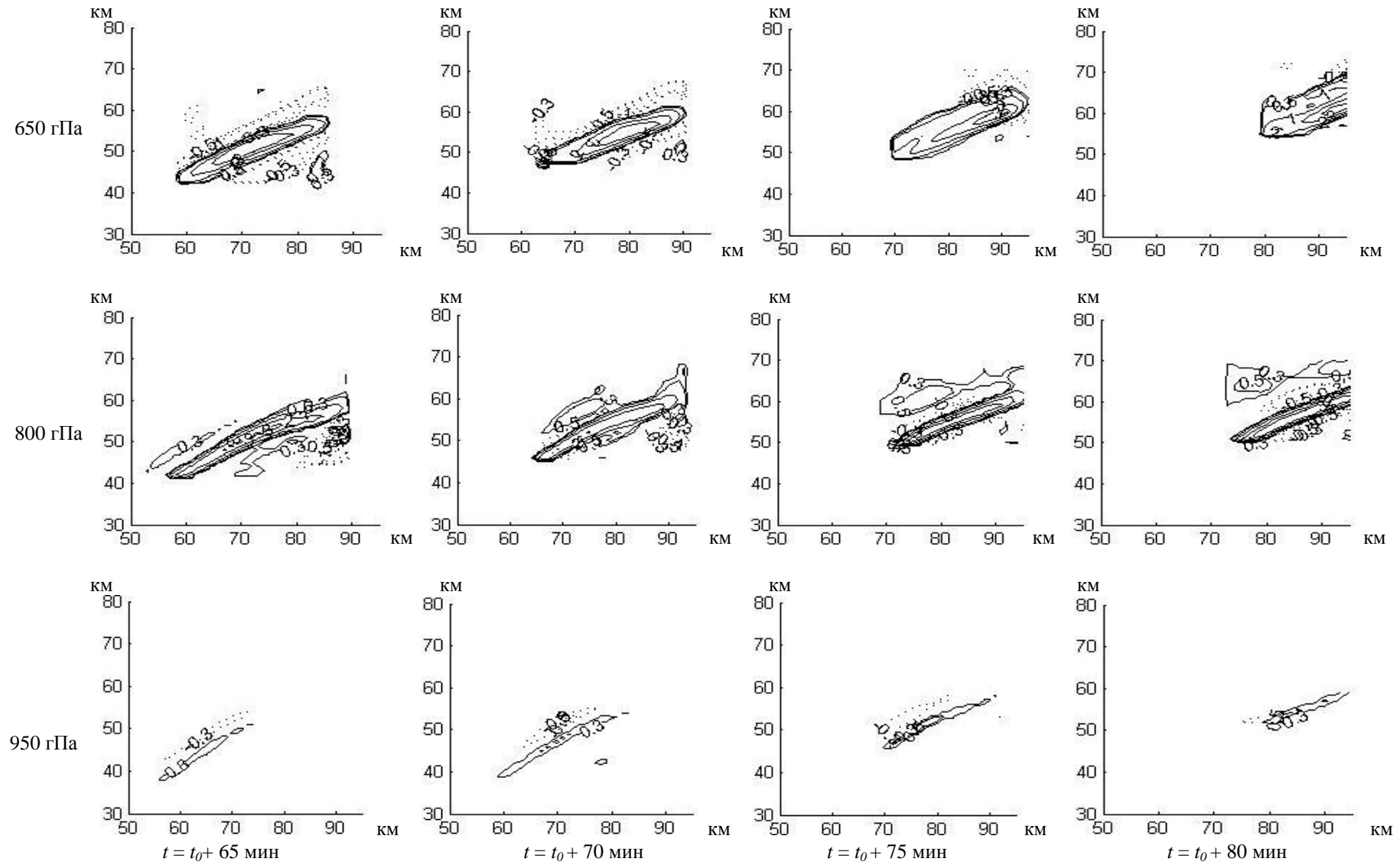


Рис.2 - Эволюция поля вертикальной скорости в конвективной ячейке.

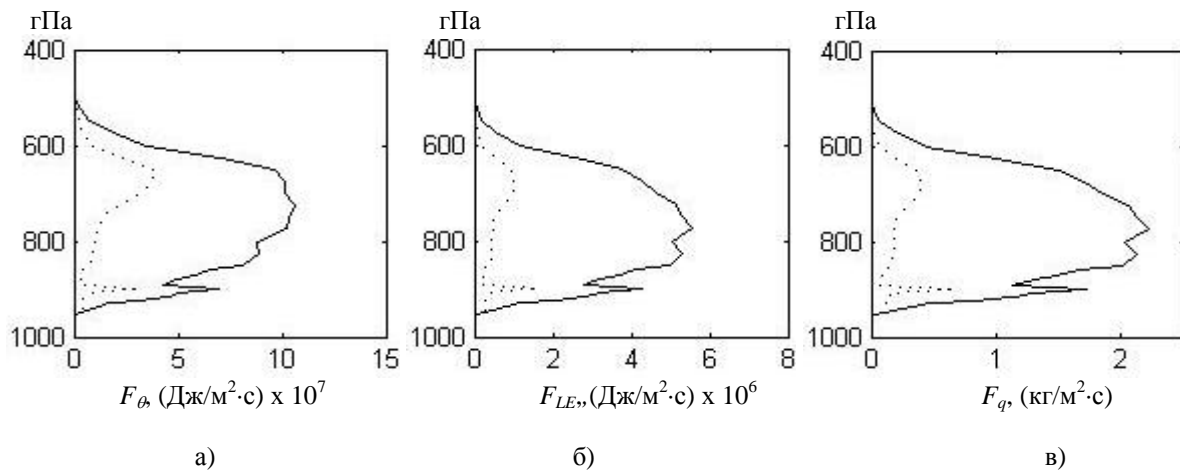
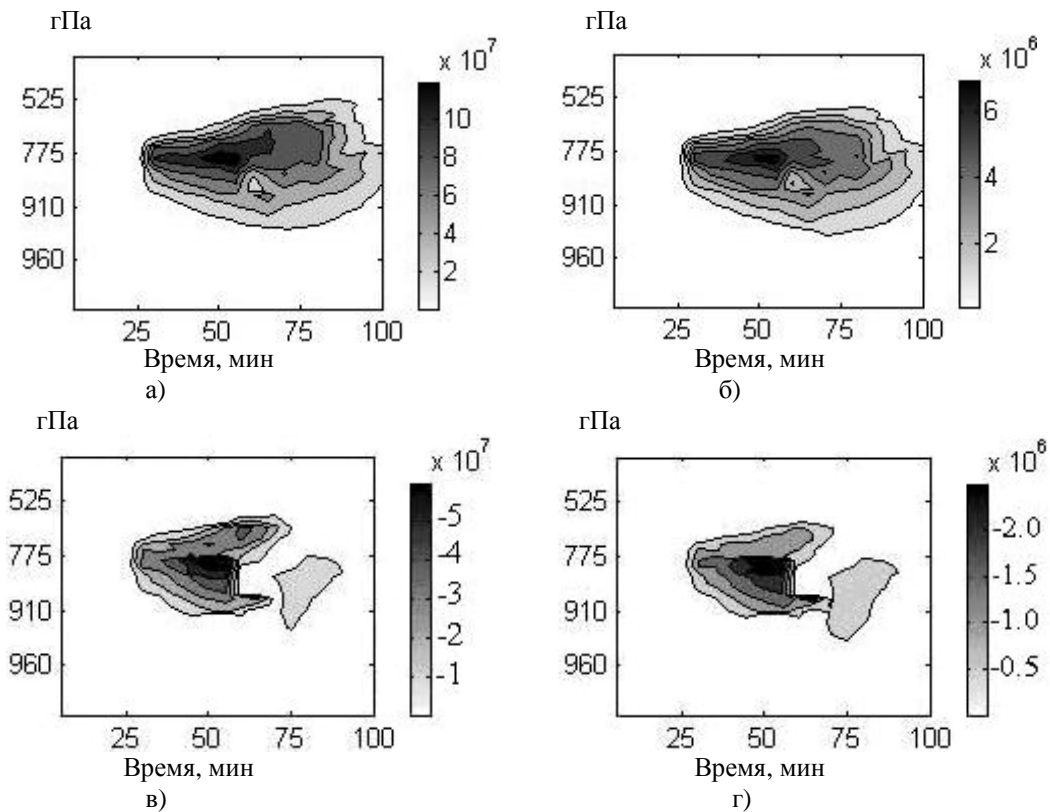


Рис.3 - Вертикальные профили интегральных потоков явного (а), скрытого (б) тепла и влаги (в) в конвективной ячейке. (сплошная кривая - в зоне восходящих потоков, пунктирная – в области нисходящих).

Помимо явного тепла в конвективной ячейке осуществляется и поток скрытого тепла, обусловленный переносом влаги. На рис. 3б,в показаны вертикальные профили потоков скрытого тепла и влаги в восходящих и нисходящих движениях. Их форма близка к профилям потоков явного тепла, так как все они определяются, главным образом, вертикальной составляющей скорости, а пространственная изменчивость полей влажности и потенциальной температуры в пределах конвективной ячейки размером в несколько км невелика. Максимумы потоков влаги и скрытого тепла располагаются несколько выше максимума потока явного тепла, вблизи поверхности 700 гПа, и составляют, соответственно, $2,95 \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, и $7,3 \times 10^6 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Влага, поступающая в среднюю тропосферу, в дальнейшем идет на формирование облачности и осадков. В рассматриваемом случае эти части составляют, соответственно, $3,9 \times 10^3$ и $6,7 \times 10^3 \text{ кг}$, или 3,7% и 6,3% от общей массы влаги, переносимой в конвективной ячейке. При этом происходит высвобождение скрытого тепла в количестве около $27 \times 10^9 \text{ Дж}$, которое может идти как нагревание воздуха, так и преобразовываться в кинетическую энергию крупномасштабного потока.

Рис. 4 дает представление о распределении потоков тепла по высотам и их изменении во времени. Среди основных особенностей данных распределений можно отметить следующие. Как уже отмечалось ранее, конфигурации потоков явного и скрытого тепла согласуются между собой, так как оба типа потоков определяются вертикальной скоростью. Максимум потоков, как восходящих, так и нисходящих, наблюдается в слое 850...700 гПа и их возникновение и усиление практически синхронизировано. Но затухание восходящих потоков происходит плавно и продолжается на протяжении около 30 мин после достижения состояния наиболее интенсивного развития конвекции со смещением максимума в слой 600-700 гПа, тогда как нисходящие потоки резко затухают в течение 10...15 мин, и при этом отмечается появление двух различных циркуляций. Одна из них, более интенсивная, смещается в слой 550...650 гПа, а другая в слой 850...900 гПа. Приведенные оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла получены в модели с горизонтальным разрешением 1 км и вертикальным разрешением от 50 м в пограничном слое до 250 м в средней тропосфере и явном (без использования параметризации) описании конвективных процессов. Разумеется, такое разрешение может оказаться недостаточным для того, чтобы захватить все детали достаточно сложного по физической природе и мелкомасштабного процесса, каковым является конвекция.



Единицы измерения по шкалам- Дж/(м²·с).

Рис.4 - Высотно-временные разрезы потоков явного (а, в) и скрытого (б, г) тепла в восходящей (а, б) и нисходящей (в, г) ветвях конвективной циркуляции.

Приведенные оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла получены в модели с горизонтальным разрешением 1 км и вертикальным разрешением от 50 м в пограничном слое до 250 м в средней тропосфере и явном (без использования параметризации) описании конвективных процессов. Разумеется, такое разрешение может оказаться недостаточным для того, чтобы захватить все детали физически достаточно сложного мелкомасштабного процесса, каковым является конвекция. В частности, не представляется возможным оценить величины вовлечения и выброса через боковые границы конвективного облака. Тем не менее, наличие двунаправленной циркуляции с интенсивной восходящей и слабой нисходящей ветвями, воспроизводимой моделью, косвенно свидетельствует о возможности учета этих важных факторов.

Выводы. На основе численного моделирования с высоким пространственным разрешением исследуются процессы переноса тепла и массы в области конвекции, развивающейся за холодным фронтом. Использование метода масок позволило получить оценки потоков влаги, явного и скрытого тепла непосредственно в пределах рассматриваемой ячейки. Установлено, что нижняя граница устойчивых вертикальных движений находится на высоте около 500 м. Интенсификация конвекции, как в скорости восходящих движений, так и в горизонтальных размерах, происходит над пограничным слоем до высоты примерно 3,0...3,5 км. Выше интенсивность конвективных потоков ослабевает, хотя они прослеживаются до высоты 5,0...5,5 км. Максимальная скорость вертикальных движений достигает значений 3 м/с. Обусловленные этими движениями потоки явного тепла оцениваются величиной около $13,2 \times 10^7$ Дж/(м²·с), скрытого тепла $7,3 \times 10^6$ Дж/(м²·с), влаги 2,95 кг/(м²·с). Количество

тепла, переносимое из нижней тропосферы в среднюю в период развития конвективной ячейки, составляет около $4,0 \times 10^{12}$ Дж. Часть этого тепла, около $1,1 \times 10^{12}$ Дж, возвращается в нижнюю тропосферу с нисходящими потоками, являющимися составной частью моделируемой конвективной циркуляции. Остальное тепло в явном и скрытом виде идет на нагревание средней тропосферы и преобразуется в кинетическую энергию крупномасштабного потока. Детали таких преобразований предстоит выяснить в последующих работах.

Представленные оценки получены по одному эпизоду и могут варьировать в зависимости от конкретной синоптической ситуации и технических особенностей модели. Тем не менее, они позволяют оценить порядок потоков тепла и влаги, обусловленных конвекцией и, кроме того, демонстрируют возможности численной модели в воспроизведении таких сложных мелкомасштабных процессов, как конвекция.

Список литературы

1. Иванов С.В., Ивус Г.П., Пишняк Д.В. Численное моделирование мезомасштабных особенностей атмосферы в зоне холодного фронта // Метеорология, гидрология и климатология – 2010. – Вып.51. – С.4-14.
2. Arakawa A., Schubert W.H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment // J.Atmos.Sci. – 1974. – V.31. – P.674-701.
3. Deardorff J.W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model // Bound.Layer.Meteorol. - 1980. – V.18. – P.495-527.
4. Gregory D., Miller M.J. A numerical study of the parameterization of deep tropical convection // QJR.Meteorol.Soc. – 1989. – V.115. – P.1209-1242.
5. Guichard F., Petch J.C., Redelsperger J.-L. et al. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models // QJR.Meteorol.Soc. – 2004. – V.130. – P.3139-3172. doi: 10.1256/qj.03.145
6. Khairoutdinov M.F., Randall D.A. Similarity of deep continental cumulus convection as revealed by a three-dimensional cloud-resolving model // J.Atmos.Sci. – 2002. – V.50. – P.2250-2566.
7. Ryan B.F., Katzfey J.J., Abbs D.J. et al. Simulations of a cold front by cloud-resolving, limited-area, and large-scale models, and a model evaluation using in situ and satellite observations // Mon.Wea. Rev. – 2000. – V.128. – P.3218-3235.
8. Yanai M., Esbensen S., Chu J.H. Determination of bulk properties of cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets // J.Atmos.Sci. – 1973. – V.30. – P.611-627.

Numerical modelling of the convective cell behind a cold front: The moisture and heat fluxes.

Ivanov S., Ivus.G., Palamarchuk J.

Sensible and latent heat fluxes within a convective cell behind a cold front are studied in a high resolution model. The mask approach allows us to obtain quantitative estimations of heat and mass transport in the vertical direction governed by the convective circulation. Layers of the generation, intensification and decay of ascending motions are outlined. A return circulation with descending motions in the model is considered and amount of heat transport from the low to middle troposphere is evaluated.

Key words: convective cell, heat and mass fluxes.

Чисельне моделювання конвективного осередку за холодним фронтом: потоки тепла та вологи.

Іванов С.В., Івус Г.П., Паламарчук Ю.О.

На основі результатів чисельного моделювання високого розділення досліджуються потоки тепла та вологи в конвективному осередку, що розвивається за холодним фронтом. Використання методу масок дозволило отримувати кількісні оцінки перенесення у вертикальному напрямку вологи, явного та прихованого тепла безпосередньо в межах конвективної циркуляції. Визначені шари інтенсифікації та ослаблення висхідних потоків. Встановлено існування в моделі зворотної циркуляції з низхідним потоком та оцінено кількість тепла, що переноситься з нижньої тропосфери до середньої.

Ключові слова: конвективний осередок, потоки тепла та вологи.

Д.В. Пишняк, асп., **Г.П. Ивус**, к.геогр.н., проф.,
Одесский государственный экологический университет

В.М. Шпиг, к.геогр.н., **И.В. Буда**к

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт

РАСЧЕТ ДОСТУПНОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ WRF-ARW

Выполнена адаптация расчетной формулы доступной потенциальной энергии (ДПЭ) применительно к данным регионального моделирования атмосферы с высоким пространственным разрешением. Для нескольких случаев холодных атмосферных фронтов получено распределение общей по области и локальной мезомасштабной ДПЭ.

Ключевые слова: относительная потенциальная энергия, энергия неустойчивости, энергия фазовых переходов, изэнтропическая поверхность, атмосферный фронт.

Введение. Погодные условия определяются очень широким спектром атмосферных процессов, различающихся на несколько порядков по масштабам времени и размера. В своей основе они включают различные физические механизмы, так или иначе связанные с преобразованиями энергии атмосферы. Существует несколько основных видов энергии, которые включают внутреннюю, потенциальную, кинетическую и скрытую тепловую энергию фазовых переходов атмосферной влаги. Механизмы их обращения достаточно просты и понятны, однако атмосфера располагает множеством регуляторных факторов (например, таких как сила Кориолиса), препятствующих прямому межвидовому переходу энергии. Энергетический анализ является ключом к комплексному пониманию атмосферных процессов и сопутствующих явлений. Несмотря на большое количество публикаций, посвященных данной тематике [1, 2, 3], этот вопрос все еще остается актуальным в теоретическом плане.

В работе рассматривается проблема оценки доступной потенциальной энергии (ДПЭ) как основного вида энергии, ответственного за поддержание циркуляции атмосферы [4]. **Целью исследования** является разработка и апробация метода расчета ДПЭ, использующего преимущества данных моделирования атмосферы высокого пространственного разрешения, а также физико-теоретическая интерпретация полученных результатов.

Методы исследования. Согласно определению, ДПЭ – это часть потенциальной энергии системы, которая может быть преобразована в кинетическую [5, 6], или, иными словами, ДПЭ – это превышение фактической полной потенциальной энергии над недоступной ее частью. Последнее утверждение указывает на необходимость определения некоторого порогового (эталонного) значения, отделяющего доступную и недоступную части – энергии минимально устойчивого гидростатического равновесия.

Существует несколько форм записи практически применимых выражений для оценки ДПЭ, например, в изэнтропической системе вертикальных координат [6]

$$ДПЭ = \frac{c_p}{g(1+k)p_0} \iint_S \int_0^\infty (p^{1+k} - \bar{p}^{1+k}) d\theta dS, \quad (1)$$

или несколько иная форма записи [3], и использованная в [7]

$$ДПЭ = \frac{c_p}{g} \int_0^{p_0} T \frac{p^k - \bar{p}^k}{p^k} dp. \quad (2)$$

Здесь p_0 – давление у поверхности земли (1000 гПа); \bar{p} – эталонная величина давления, определяемая как среднее на изэнтропической поверхности; p – давление в некоторой точке изэнтропической поверхности; T – температура по абсолютной шкале; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; g – ускорение свободного падения; $k = R/c_p$; R – удельная газовая постоянная сухого воздуха; θ – потенциальная температура; S – площадь.

Также Лоренцем Э. Н. [6] было показано, что суммарная ДПЭ пропорциональна величине взвешенной дисперсии температуры на изобарической поверхности σ_T^2

$$ДПЭ = \frac{c_p}{2} \left(\frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right), \quad (3)$$

где $\gamma_a = 0,98$ °С/100 м, – сухоадиабатический градиент температуры; \bar{T} , $\bar{\gamma}$ – соответственно температура и ее фактический вертикальный градиент, осредненные по изобарической поверхности.

Следует заметить, что такое применение вертикального градиента температуры в (3) или изэнтропических поверхностей в (1, 2) приводят к ограничениям использования формул в условиях стратификации близкой к равновесной или неустойчивой. В то же время для оценки энергии вертикальной неустойчивости, при обработке данных радиозондирования, в синоптической практике уже давно используют простой параметр, иногда обозначаемый как CAPE (Convective Available Potential Energy)

$$CAPE = g \int_{h_k}^{h_E} \frac{T_i - T_e}{T_e} dh, \quad (4)$$

где T_e – температура окружающей среды; T_i – температура адиабатически поднимающейся частицы; h_k и h_E – высоты нижней и верхней границ конвективно-неустойчивого слоя.

Несложно понять, что в основе всех вышеприведенных выражений заложена оценка неоднородности распределения плотности атмосферы в поле силы тяжести Земли, записанная через более удобные и прямо измеряемые параметры. Далее, во избежании путаницы в терминологии введем понятие *относительной потенциальной энергии* (ОПЭ), под которым будем понимать отклонение от средней потенциальной энергии рассматриваемого уровня. Исходя из определения работы силы плавучести, выразим ОПЭ через плотность среды ρ

$$ОПЭ_i = g \int_{h_z}^{h_E} \frac{\bar{\rho} - \rho_i}{\rho_i} dh. \quad (5)$$

С помощью уравнения состояния перейдем от плотности к потенциальной температуре и получим выражение, аналогичное CAPE, вполне удобное для применения в метрической системе вертикальных координат

$$ОПЭ_i = g \int_{h_z}^{h_E} \frac{\bar{p}T_i - p_i\bar{T}}{p_i\bar{T}} dh = g \int_{h_z}^{h_E} \frac{\theta_i - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} dh, \quad (6)$$

где p – давление, T – температура, θ – потенциальная температура. Черта сверху означает осреднение по уровню $h_z + dh$, индекс i – характеристика частицы перемещающейся адиабатически с рассматриваемого уровня h_z до высоты выравнивания температур ($\theta_i = \bar{\theta}$) h_E .

ОПЭ не противоречит концепции ДПЭ, различаясь лишь в том, что первая допускает наличие отрицательного знака, тогда как их абсолютные значения будут тождественны. Поэтому допустимо применить интегральную запись, аналогичную (1)

$$ДПЭ = \iint_S \int_0^\infty |ОПЭ_i| dz dS = g \iint_S \int_{h_z}^{h_E} \left| \frac{\theta_i - \bar{\theta}}{\bar{\theta}} \right| dh dz dS. \quad (7)$$

Потенциальная температура позволяет учесть влияние горизонтальной неоднородности поля давления и температуры, как в (1) и (2), но, в отличие от этих выражений, формулы (6), (7) не имеют ограничений использования при любой стратификации атмосферы. Некоторую трудность здесь представляет лишь расчет выделения скрытого тепла в случае начала конденсации, необходимый для коррекции значения θ_i . Добавим, что имеется незначительное влияние на плотность воздуха водяного пара и водности облаков, которое может быть учтено через применение потенциальной виртуальной температуры. Схематический принцип расчета приведен на рис.1, где ОПЭ единичного объема представляется площадью между осредненной по региону кривой стратификации и кривой состояния частицы.

Выделение мезомасштабной составляющей ОПЭ из общей произведем путем применения *фильтра скользящего осреднения*, который ограничивает область расчета $\bar{\theta}$ заданным размером вокруг i -ой частицы (узла сетки). Порог данного фильтра определяет верхний предел масштаба рассматриваемых процессов (рис.2). Последовательность операции фильтрации и нахождения разности температур по своей сути аналогична вычислению лапласиана поля потенциальной температуры в некоторой разновидности конечно-разностного представления.

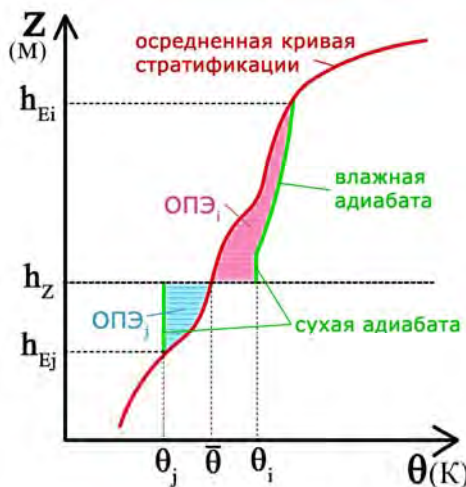


Рис.1 – Принцип расчета относительной потенциальной энергии.

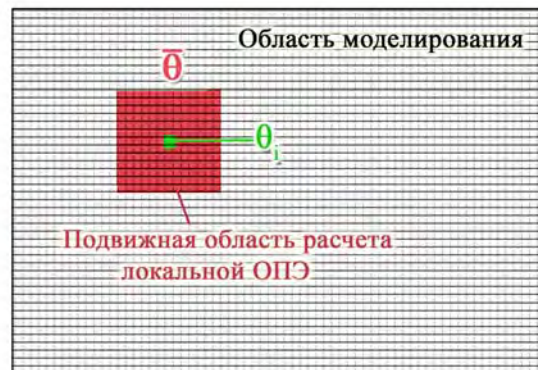


Рис.2 – Схема пространственного фильтра для расчета локальной относительной потенциальной энергии

Исходные данные. Расчет локальной ОПЭ стал возможен благодаря использованию регулярных данных высокого разрешения, полученных на выходе региональной модели атмосферы WRF-ARW v.2.2.1 [8], проходящей адаптацию в УкрНИГМИ. Пространственные характеристики исходных данных определялись параметрами расчетной области модели – 98×70 узлов сетки по горизонтали с разрешением около 30 км и 27 неравномерных уровней по вертикали, от сотен метров в пограничном слое до более километра в верхней тропосфере. Положение и размер расчетной области показаны на рис.3. В исследовании использовались трехмерные поля метеорологических величин: температуры, влажности, давления и составляющие скорости ветра. Начальными и граничными условиями моделирования послужили прогностические поля GFS.

Результаты исследования и их анализ. Расчет ОПЭ и ДПЭ выполнен для нескольких синоптических ситуаций прохождения ярко выраженных холодных атмосферных фронтов в зимнее полугодие, при отсутствии явных признаков конвекции:

- 1) 23 ноября 2008 г. циклон образовался над территорией Румынии и перемещался на северо-восток через Украину. Прохождение циклона сопровождалось интенсивными осадками и сильным ветром, быстрым падением давления в его центре. Холодный фронт имел очень большие градиенты температуры (до 10 °C на 100 км).
- 2) 8 января 2009 г. атмосферный фронт, вместе с углубляющейся барической ложбиной, сместился на территорию Украины с северо-запада. В поле температуры холодный фронт был хорошо выражен на высотах и хуже у поверхности земли.
- 3) 17 января 2009 г. синоптическая ситуация определялась малоподвижным неглубоким циклоном, возникшем на юге страны благодаря вторжению холодной воздушной массы. Более подробное описание синоптических ситуаций, конфигурации модели и верификации проведенных симуляций можно найти в [9].

Интегрирование выражения (6) произведено с заданной дискретностью в 10м, что важно для определения высоты выравнивания температуры и достигается применением кубической интерполяции между уровнями модели.

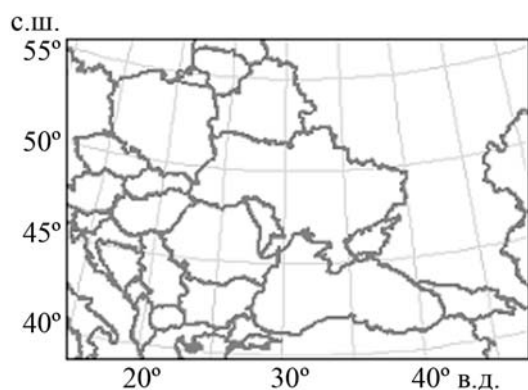


Рис.3 – Расчетная область модели [10].

Анализируя полученные результаты, будем использовать именно ОПЭ, как более информативную характеристику количественно равную ДПЭ. Рассмотрим ее пространственное распределение, когда холодный атмосферный фронт наилучшим образом прослеживался в полях осадков, облачности, температуры и ветра (рис.4).

Согласно определению и выражению (6) ОПЭ характеризует величину отклонения от устойчивого равновесного состояния рассматриваемой системы, поэтому её поля имеют как отрицательные, так и положительные значения. Отрицательные значения соответствуют холодным воздушным массам, затекающим в тыл циклонам и стремящимся опуститься вниз. Положительные значения наоборот – теплом воздуха, стремящемуся подняться вверх для перехода системы в устойчивое состояние. На вертикальных разрезах видно, что максимальные значения отрицательной ОПЭ расположены на высоте 4–5 км, в то время как положительная ОПЭ сосредоточена ближе к поверхности земли.

В соответствии с расчетными выражениями горизонтальный перепад давления должен приносить положительную добавку ОПЭ в циклоне и отрицательную в

антициклоне. Поскольку не наблюдается четкого соответствия гребней ОПЭ центрам циклонов и оси ложбины, то, очевидно, что вклад барического фактора оказывается значительно меньшим в сравнении с влиянием термической неоднородности и стратификации, даже в хорошо развитом циклоне 23 ноября 2008 г.

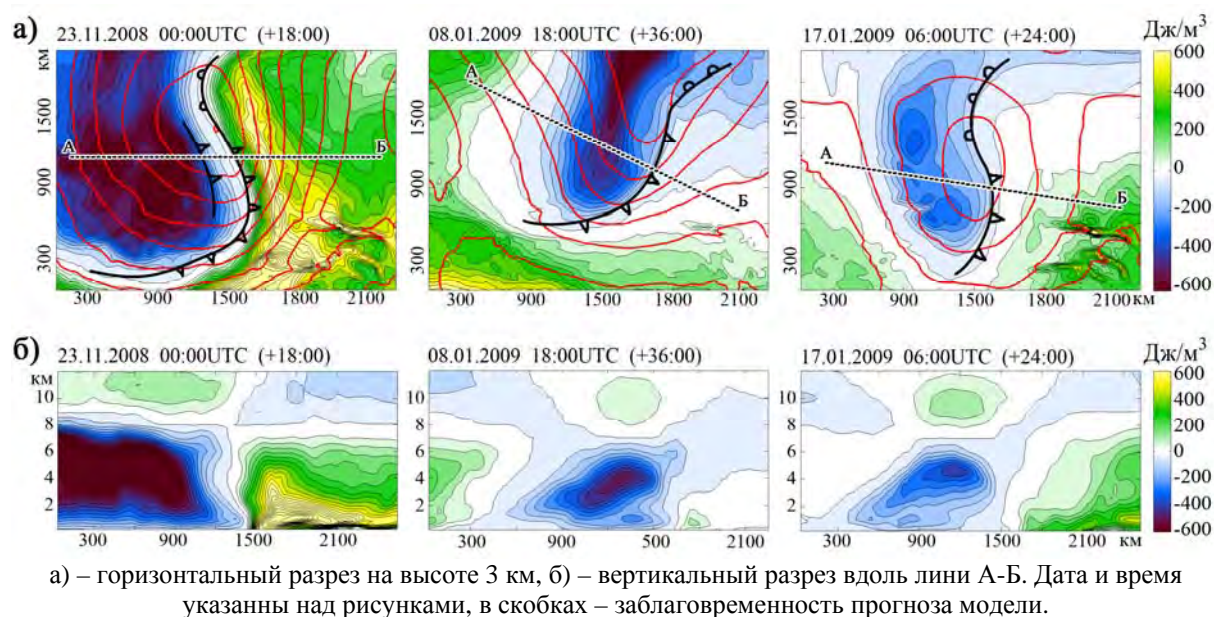
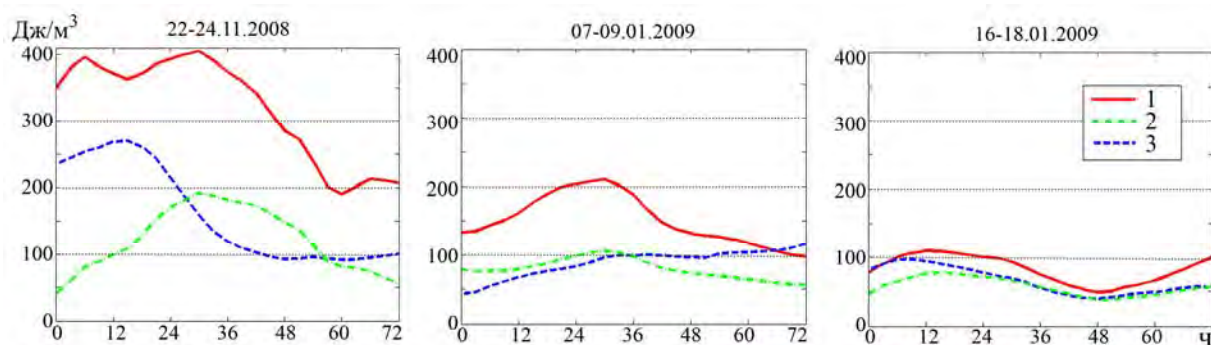


Рис.4 – Относительная потенциальная энергия расчетного домена (заливка) и поле давления (жирные изолинии, проведены через 5 гПа).

На рис.5 показан временной ход значений ОПЭ, осредненных по всему объему расчетной области, позволяющий сопоставить вклад положительной, отрицательной частей, а так же конденсации в среднюю ДПЭ системы. Обращает внимание трехкратное различие средних значений ОПЭ между первым и последним случаем, несмотря на то, что развитие циклонов происходило во всех выбранных ситуациях. Однако необходимо отметить, что случай 22 ноября 2008 г. следует относить к исключительно сильному циклогенезу в рассматриваемом регионе [9].



1 – положительная ОПЭ, 2 – положительная ОПЭ без учета конденсации, 3 – отрицательная ОПЭ.
Ось абсцисс – время с момента инициализации модели (время прогноза).

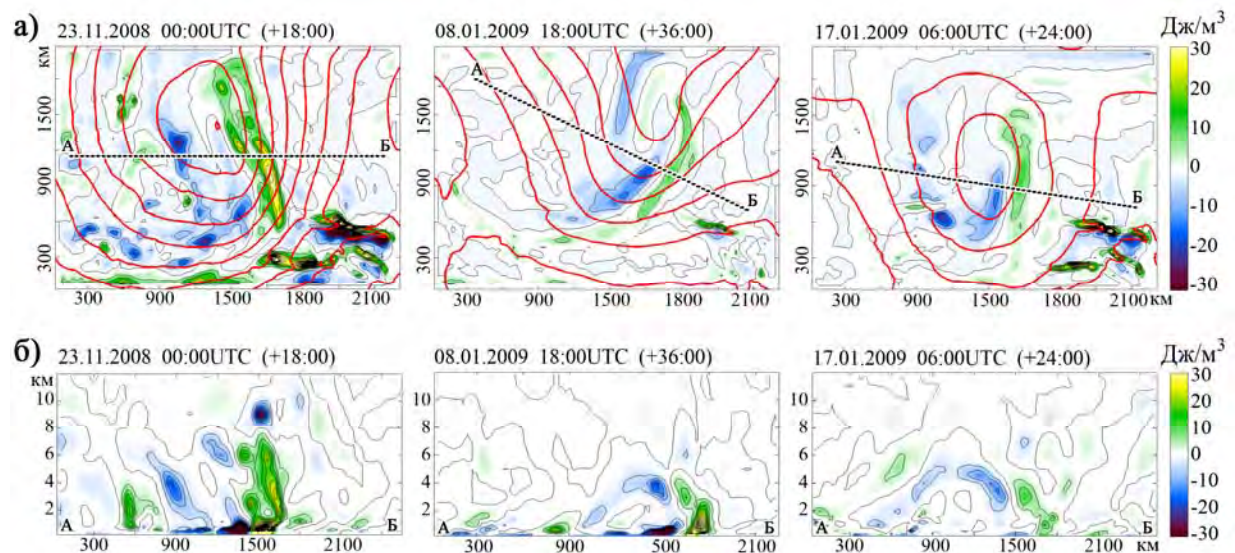
Рис.5 – Временной ход составляющих ОПЭ, осредненной по расчетной области.

Значения средней положительной ОПЭ практически всегда больше отрицательной, иногда превышая последнюю в два раза. Исключая из расчета конденсацию влаги, получаем примерно одинаковые модули значений положительной и отрицательной ОПЭ. Такое сопоставление позволяет наглядно оценить роль

влажности в генерации ДПЭ. Основной механизм её влияния нелинейный и сводится к уменьшению устойчивости стратификации атмосферы за счет выделения скрытого тепла в случае начала конденсации при подъеме воздушной массы.

Размеры модельного домена, в пределах которого произведен расчет, сопоставимы с масштабами синоптических процессов, для которых высвобождение и генерация ДПЭ тесно взаимосвязаны с глобальной циркуляцией и регулируется, в том числе, эффектом Кориолиса. Поэтому на этом масштабе процесс перехода энергии протекает сравнительно медленно и далеко не вся она успевает осуществить преобразование за время жизненного цикла синоптических объектов. В какой-то мере это связано с тем, что ДПЭ не является собственной характеристикой воздушной массы, а определяется отношением плотностей и стратификацией взаимодействующих воздушных масс, произвольным выбором масштаба рассмотрения. С уменьшением масштаба скорость и эффективность реализации ДПЭ должна возрастать.

Атмосферные фронты нередко вытянуты на тысячи километров в длину, но в поперечном сечении имеют ширину порядка сотен километров, от чего их можно рассматривать и как мезомасштабные системы. Попробуем оценить их ДПЭ именно в таком масштабе. Для этого, применив фильтрацию, рассчитаем отклонения от среднего по меньшей территории, отсеивая крупномасштабный вклад. Порог фильтра выберем сопоставимым с поперечным сечением фронтальной зоны – около 400 км. Полученные поля локальной ОПЭ выявляют как фронтальные, так и внутримассовые очаги неустойчивости (рис.6). Вытянутые вдоль холодных фронтов зоны положительной ОПЭ формируются, по-видимому, за счет выделения скрытого тепла, так как хорошо совпадают с зонами осадков, тогда как отрицательные возникают, вероятно, в том числе за счет испарения осадков и фронтальной облачности в более сухом холодном воздухе за фронтом.



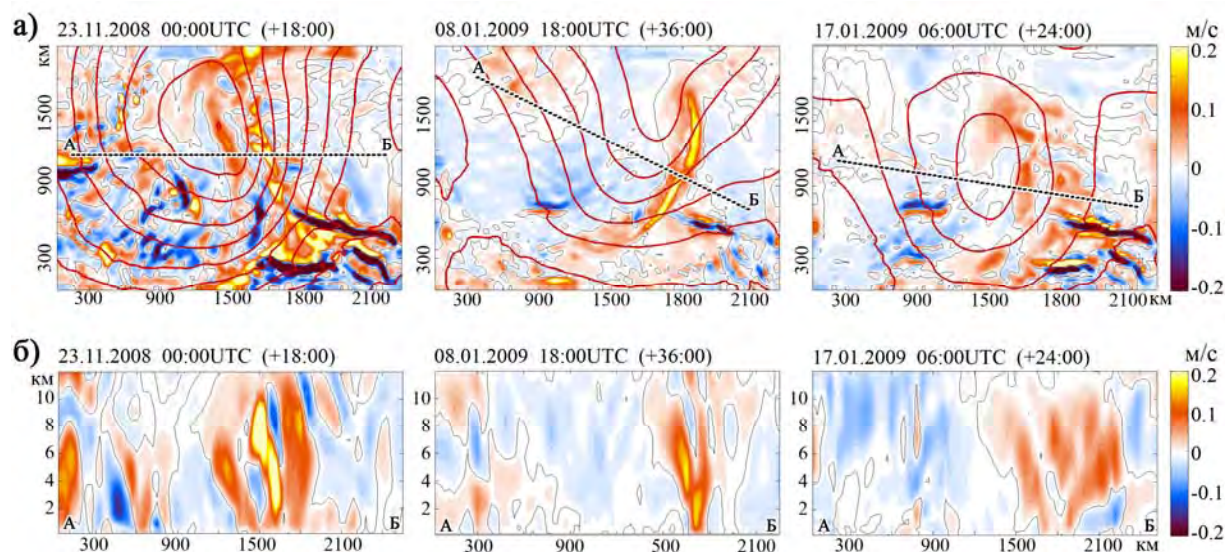
а) – горизонтальный разрез на высоте 3 км, б) – вертикальный разрез вдоль А-Б.

Рис.6 – Локальная относительная потенциальная энергия (заливка) и поле давления (жирные изолинии, проведены через 5 гПа).

Несмотря на то, что значения данной мезомасштабной ОПЭ на порядок меньше величин рассчитанных по всему полигону, эта часть энергии, должна быть более доступной и реализовываться в первую очередь. Она ответственна за развитие восходящих мезомасштабных (конвективных) движений в холодном воздухе, который в синоптическом масштабе все же стремится опуститься вниз. На вертикальных

разрезах локальной ОПЭ также видно, что основные положительные очаги расположены несколько ниже отрицательных.

Для косвенной проверки теории и методики расчета сопоставим поля локальной ОПЭ и вертикальных токов, представленных на рис.7. Видно преобладающее совпадение знака ОПЭ с направлением вертикальных токов, что может служить обоснованием физической верности реализованной методики и ее пригодности для анализа атмосферных процессов. Однако, зоны положительной ОПЭ более однозначно связаны с областями восходящих движений, чем отрицательные с нисходящими. Локализованные очаги нисходящих токов в полях вертикальной составляющей скорости практически отсутствуют, а очаги восходящих движений, при детальном рассмотрении, оказываются немного смещенными относительно зон положительной локальной ОПЭ.



а) – горизонтальный разрез на высоте 3 км, б) – вертикальный разрез вдоль А-Б.

Рис.7 – Вертикальная составляющая скорости ветра (заливка) и поле давления (жирные изолинии, проведены через 5 гПа).

С другой стороны, тесной количественной зависимости между ОПЭ и вертикальными токами и вертикальными ускорениями быть не должно по двум причинам: во-первых, ОПЭ не является собственной характеристикой объема воздуха, а определяется состоянием окружающей его среды; и, во-вторых, мезомасштабные возмущения получают кинетическую энергию, в том числе, и от крупномасштабного потока, что, естественно, отражается в процессах генерации и реализации ОПЭ (или ДПЭ), но с некоторым сдвигом фазы во времени.

Выводы. В рассмотренных синоптических ситуациях обострения холодных атмосферных фронтов, воссозданных при помощи регионального моделирования, горизонтальное распределение ДПЭ определяется главным образом распределением температуры. Основная часть положительной ОПЭ сосредоточена в нижних слоях, тогда как отрицательная ОПЭ имеет максимум в средней части тропосферы. Роль вертикальной стратификации сводится к регулированию тенденции заданной горизонтальным распределением потенциальной температуры и существенна даже в холодное полугодие.

Значения средней положительной и отрицательной ОПЭ сухой атмосферы приблизительно равны, а конденсация влаги может увеличить значение первой в два раза и более, несмотря на преобладание устойчивой вертикальной стратификации.

ДПЭ мезомасштабных процессов (мезо- α , до 400 км) на порядок меньше синоптических, однако ее реализация происходит быстрее и, по-видимому, эффективнее. Поля локальной ОПЭ в общих чертах удовлетворяют распределению вертикальных токов и классическим представлениям о таковых во фронтальных зонах, но без учета динамики среды данная характеристика не позволяет с достаточной точностью описать мезомасштабные процессы α -диапазона. Поэтому в перспективе работы планируется проведение дополнительного исследования изменения кинетической энергии атмосферы.

Список литературы

1. *Smith P.J. and Dare P.M.* The kinetic and available potential energy budget of a winter extratropical cyclone system // *Tellus*. – 1986. – Vol. 38A, No. 1. – P. 49–59.
2. *Калинин Н.А.* Исследование доступной потенциальной энергии циклонов умеренных широт // *Метеорология и гидрология*. – 1997. – № 1. – С. 37–49.
3. *Калинин Н.А.* Энергетика циклонов умеренных широт. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. – 192с.
4. *Ван Мугем Ж.* Энергетика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 328 с.
5. *Lorenz E.N.* Available potential energy and the maintenance of the general circulation // *Tellus*. – 1955. – Vol. 7. – P. 157–167.
6. *Лоренц Э.Н.* Природа и теория общей циркуляции атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.
7. *Ветров А.Л.* Генерация доступной потенциальной энергии вследствие фазовых переходов водяного пара в циклонах умеренных широт // Автореф. дис. канд. геогр. наук. – Пермь, 2003. – 19 с.
8. *Skamarock W.C., Clemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G.* A description of the Advanced Research WRF Version 2 // *NCAR Technical Note*. – 2005. – NCAR/TN-468+STR. – 88 p.
9. *Ивус Г.П., Пишняк Д.В., Шпиг В.М.* Оценка восстановления состояния атмосферы при прохождении холодных фронтов в модели WRF ARW // *Вісник Одеського державного екологічного ун-та*. – 2010. – № 9. – С. 92–102.
10. Регіональні метеорологічні моделі в УкрНДГМІ. – WEB ресурс // <http://water-ecobase.org.ua/>

Розрахунок доступної потенційної енергії на основі даних регіональної моделі атмосфери WRF-ARW. Пішняк Д.В., Івус Г.П., Шпиг В.М., Будак І. В.

Виконана адаптація розрахункової формули доступної потенційної енергії (ДПЕ) для застосування до даних регіонального моделювання атмосфери з високим просторовим розділенням. Для декількох випадків загострених холодних атмосферних фронтів отримано розподіл загальної по області та локальної мезомасштабної ДПЕ.

Ключові слова: відносна потенційна енергія, енергія нестійкості, енергія фазових переходів, ізентропічна поверхня, атмосферний фронт.

Calculation of available potential energy based on mesoscale atmospheric model WRF-ARW data.

Pishniak D.V., Ivus G.P., Shpyg V.M., Budak I.V.

The design formula for available potential energy (APE) is adapted for high resolution data of regional atmosphere modeling. For several cases of severe cold front passing the distribution of total about area and local mesoscale APE is obtained.

Key words: relative potential energy, energy of instability, latent energy, isentropic surface, atmospheric front.

УДК 635.1/.8

Л.Ю. Божко, к.г.н., О.Є Ярмольська, к.г.н., О.А. Барсукова, к.г.н.
Одеський державний екологічний університет

ДИНАМІЧНА МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ КІЛЬКОСТІ ТА ЯКОСТІ ВРОЖАЮ ОВОЧЕВИХ КУЛЬТУР

Запропоновано комплексну модель формування кількості врожаю і якості плодів деяких овочевих культур, яка враховує особливості формування вегетативних і репродуктивних органів рослин, хвилі росту плодів та накопичення цукру в них.

Ключові слова: баклажани, солодкий перець, томати, динамічна модель, агрометеорологічна оцінка, продуктивний процес, якість врожаю.

Вступ. Харчова цінність плодів баклажанів, солодкого перцю та томатів визначається вмістом в них вуглеводів, органічних кислот, мінеральних солей, ароматичних речовин і вітамінів. Розширення посівних площ цінних овочевих культур потребує підвищення рівня агрометеорологічного обслуговування працівників сільськогосподарського виробництва та розробки методів оцінки і прогнозування кількості та якості врожаю цих культур. В останні два десятиріччя отримали розвиток роботи з моделювання продуктивного процесу рослин, серед яких особливий інтерес для практики становлять довгоперіодні динамічні моделі формування врожаю, на основі яких створюються оперативні методи оцінки агрометеорологічних умов росту та розвитку сільськогосподарських культур і прогнозування їх врожайності [1-6]. Головна перевага динамічних моделей полягає в тому, що для них характерна незалежність кількості параметрів від тривалості періоду та довжини кроку за часом. Теоретичною основою цих моделей є базова динамічна модель формування врожаю сільськогосподарських культур А.М. Польового [1]. Динамічні моделі продуктивного процесу дозволяють вирішити такі задачі: 1 – оцінити агрометеорологічні умови вирощування культур; 2 – прогнозувати величину врожаїв сільськогосподарських культур та їх якість.

Основною метою досліджень є вивчення впливу агрометеорологічних умов на формування продуктивності таких овочевих культур як баклажани, солодкий перець та томати, розробка динамічної моделі формування кількості та якості їх врожаю.

Об'єкти та вихідні матеріали досліджень. В якості методики досліджень використано математичне моделювання продуктивного процесу, методи математичної статистики та матеріали польових і лабораторних експериментів на базі навчальної агрометеорологічної лабораторії, які включали спостереження над формуванням біомаси вегетативних і репродуктивних органів, площею поверхні листя, інтенсивністю фотосинтезу листя, формуванням чистої продуктивності та метеорологічними величинами. Інтенсивність фотосинтезу листя визначалась за методикою Всеросійського інституту рослинництва (ВІР). Вміст цукру в плодах вимірювався за допомогою рефрактометра.

Спостереження за баклажанами сорту Донський 14, солодким перцем сорту «Подарунок Молдови» та томатів сорту Факел проводилися у 1994, 1995, 1996 рр. на дослідних ділянках польової агрометеорологічної лабораторії ОГМІ в с. Чорноморка.

Теоретичною основою моделі продуктивності є базова динамічна модель формування врожаю сільськогосподарських культур А.М. Польового [1].

Для модифікації головної моделі щодо формування продуктивності баклажанів, солодкого перцю та томатів було визначено цілу низку параметрів і функцій, які б характеризували вищевказані культури.

Розроблена на основі базової моделі А.М. Польового модель формування продуктивності овочевих культур має блокову систему і в ній відображено вплив факторів середовища на основні процеси життєдіяльності рослин: фотосинтез, дихання, розподіл асимілятів, поглинення елементів мінерального живлення. Також модель враховує особливості формування вегетативних і репродуктивних органів, хвилі росту плодів, які спостерігаються у баклажанів, солодкого перцю та томатів, розташованих на гронах різного порядку і процес накопичення цукру в плодах. Крім формування кількості врожаю, модель описує якість врожаю і можливий розвиток шкідників і хвороб.

Процес фотосинтезу розглядається як функція ΦAP , температури повітря, вологості ґрунту і площі листя. Дихання, як головний процес розщеплення вуглеводів з виділенням енергії і утворенням інших біохімічних компонентів рослини, береться як функція швидкості фотосинтезу, температури та біомаси (окремо для листя, стебел, коріння, плодів). В базову модель введено блок формування продуктивних і репродуктивних органів і з його допомогою описані процеси утворення бруньок, квітів, запліднення та формування кількості плодів із врахуванням впливу на ці процеси факторів зовнішнього середовища – температури і вологості повітря, вологості ґрунту.

Слід зазначити, що врожайність рослин залежить від фотосинтетичної продуктивності, якість якої визначається інтенсивністю фотосинтезу, розмірами асимілюючої поверхні та тривалістю її роботи. Крім того, врожайність також залежить від характеру розподілу асимілятів в рослинах, який в свою чергу залежить від умов вирощування рослин та біологічних особливостей.

Результати досліджень та їх аналіз. Фотосинтез – головний процес утворення органічної речовини в рослинах. В запропонованій нами моделі в реальних умовах тепло- та вологозабезпеченості інтенсивність фотосинтезу описується рівнянням

$$\Phi_t^j = \Phi_o^j \alpha_\Phi^j \varphi_\Phi^j Y_\phi^j, \quad (1)$$

де Φ_o^j — інтенсивність фотосинтезу при найсприятливіших умовах тепло- та вологозабезпеченості, мг $\text{CO}_2 \text{ дм}^{-2} \text{ г}^{-1}$;

α_Φ^j — онтогенетична крива фотосинтезу;

φ_Φ^j — функція впливу температури повітря;

Y_ϕ^j — функція впливу вологості ґрунту.

За період розвитку фотосинтетична діяльність рослин не залишається однаковою, а змінюється згідно з реальними умовами тепло та вологозабезпеченості. Ці зміни оцінюються згідно з дослідженнями А.М.Польового [1]. Вплив вологості ґрунту на інтенсивність фотосинтезу враховується з допомогою коефіцієнта вологозабезпеченості

$$\gamma = \frac{E^j}{E_o^j}, \quad (2)$$

де E^j — фактичне сумарне випаровування, мм;

E_o^j — випаровуваність за найбільш можливого зволоження ґрунту, мм.

Температурна крива фотосинтезу апроксимується виразом

$$\varphi_j = \left(\frac{Q^j - 0.0004}{2} \right)^{7.74} \left(\frac{Q^j - 1}{10} \right) \left(\frac{1.4 - Q^j}{0.4} \right)^{38} \left(\frac{Q^j - 1}{10} \right), \quad (3)$$

$$Q^j = t^j / t_{optq}, \quad (4)$$

де t^j – середня температура повітря за декаду, °С;

t_{optq} – оптимальна температура повітря, °С;

$Q^j = t^j / t_{optq}$ – порогова температура початку фотосинтезу, °С.

Витрати енергії на дихання залежать від маси, віку рослин та інтенсивності фотосинтезу і визначаються з формули

$$R = \alpha_R (c_1 M + C_2 \Phi), \quad (5)$$

де R – витрати на дихання, г/м²;

α_R – онтогенетична крива дихання;

$C_1 = 0,255$ – витрати на підтримку структур;

$C_2 = 0,088$ – витрати на створення нових структурних одиниць та рух речовин;

M – суха біомаса посіву, г/м².

У вегетативних органів овочевих культур найінтенсивніше дихання спостерігається в період цвітіння та формування плодів.

Приріст біомаси посіву визначається як різниця між сумарним фотосинтезом й витратами на дихання

$$\frac{\Delta m^j}{\Delta t} = \frac{1}{1 + C_2} \Phi^j - \frac{C_1 \alpha_R^j}{1 + C_2} M^j Q_{10}^{\frac{1}{2}(T_{\max} - T_{\min})}, \quad (6)$$

де $\frac{\Delta m^j}{\Delta t}$ – приріст біомаси, г/м²;

C_2 – коефіцієнт дихання підтримки;

C_1 – коефіцієнт дихання росту;

α_R – параметр, який характеризує вплив фази онтогенезу на швидкість дихання;

T_{\max} – максимальна температура повітря, °С;

T_{\min} – мінімальна температура повітря, °С

Маса окремих органів рослин перцю визначається системою рівнянь

$$\begin{cases} m_l^{j+1} = m_l^j + \left(\beta_l^j \frac{\Delta m_n^j}{\Delta t} - v_l^j m_l^j \right) n \\ m_s^{j+1} = m_s^j + \left(\beta_s^j \frac{\Delta m_n^j}{\Delta t} - v_s^j m_s^j \right) n \\ m_p^{j+1} = m_p^j + \left(\beta_p^j \frac{\Delta m_n^j}{\Delta t} + v_l^j m_l^j + v_s^j m_s^j \right) n \end{cases}, \quad (7)$$

де m_l^j , m_s^j , m_p^j – біомаси листя, стебел, плодів відповідно, г/м² дек;

β_l^j , β_s^j , β_p^j – ростові функції листків, стебел, плодів відповідно;

v_l^j, v_s^j – функції перетоку асимілятів з листків та стебел.

Функції перетоку визначаються з рівняння

$$v_i^j = \frac{K_p TSI^j}{(2\sum T_{opt}^2 - \sum T_p)} - 2\sum T_{i\ opt}^2, \quad (8)$$

де TSI – середньодобова температура повітря за декаду, °С;

$\sum T_{opt}$ – оптимальна сума температур для росту плодів, °С;

$\sum T_p$ – сума середньодобових температур, з якої починається утворення плодів, °С;

$\sum T_{i\ opt}^2$ – оптимальна сума температур для росту окремих органів овочевих рослин, °С.

Фотосинтезуюча поверхня визначалась з формули

$$LL^{j+1} = LL^j + \frac{\Delta m_l^j}{\pi} (\Delta m_l^j > 0), \quad (9)$$

$$LL^{j+1} = LL^j + \frac{\Delta m_l^j}{\sigma_i K_q} (\Delta m_l^j < 0), \quad (10)$$

де LL^{j+1} – відносна площа листя, м²/м²;

Δm_l^j – приріст сухої біомаси листя, г/м²;

σ_i – питома поверхнева щільність, г/м².

Вид ростових функцій вегетативного та репродуктивного періодів і онтогенетичні криві дихання і фотосинтезу визначаються згідно з (4), а їхні параметри - з дослідних даних.

Для розрахунків за моделлю необхідні такі початкові дані:

t_0 – номер декади розрахункового періоду, починаючи з травня;

φ – географічна широта місця;

$W_{нв}$ – найменша вологомісткість ґрунту в шарі 0 – 50 см;

m_i – початкова біомаса окремих органів;

L_i – початкова площа асимілюючої поверхні.

Початкову біомасу і площу асимілюючої поверхні визначають з польових спостережень. З польових спостережень також визначені і ростові функції $\beta_R, \beta_n, \beta_l, \beta_s, \beta_p$ які відповідно становлять 0,12; 0,88; 0,34; 0,18; 0,48 для всіх овочевих культур, які розглядаються.

Параметр σ_i , який характеризує питому поверхневу щільність листя, визначена з дослідних даних і для всього періоду вегетації баклажанів становить 43 г/м², солодкого перцю – 45 г/м², томатів - 41 г/м².

Прискорення процесів підтримки при підвищенні температури враховується з допомогою коефіцієнта α_R , в розробленій моделі він дорівнює 2,0. Початкова інтенсивність дихання дорівнює 0,5. Також визначені згідно з [2, 3, 4] $a_\phi = 0,29$ мг СО₂ дм²/г/Вт, коефіцієнт затухання $\Phi AP = 0,5$.

При описуванні процесів бутонізації, запліднення та утворення зав'язі нами використовувались суми ефективних температур, які визначені також з польових дослідів і становлять для баклажанів та солодкого перцю 180 °С, 230 °С, 270 °С і 310 °С відповідно, для томатів 160 °С, 210 °С, 250 °С, 290 °С.

В розробленій моделі описуються процеси бутонізації, цвітіння, запліднення та формування плодів з врахуванням впливу на ці процеси факторів навколишнього середовища. Для описування цих процесів в модель введено додатковий блок, який складається із шести підблоків (рис. 1).

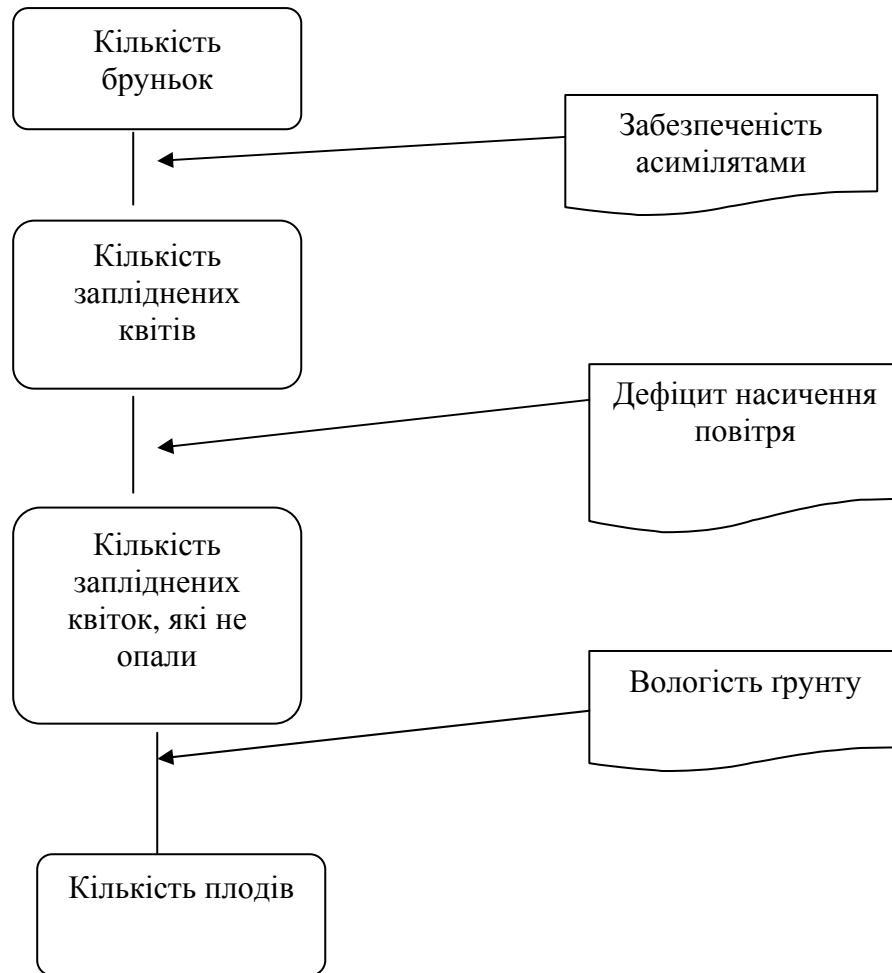


Рис. 1 – Блок формування генеративних та репродуктивних органів овочевих культур

Кількість закладених бруньок на початок цвітіння овочевих культур визначається з виразу

$$S_1^{j+1} = (S_1^j - D / \sum T_{\text{цв}} - \sum T_{\text{бр}} \cdot TSI) \cdot K_1, \quad (11)$$

де S_1^j – кількість бруньок на початок цвітіння, шт.;

D – кількість бруньок, які опали, шт.;

$\sum T_{\text{цв}}$ – сума ефективних температур, необхідна для настання фази цвітіння, °С;

$\sum T_{\text{бр}}$ – сума ефективних температур, необхідна для настання фази утворення бруньок, °С;

K_1 – параметр, який визначається з формули

$$K_I^j = \frac{\Delta m_p^j}{\Delta m_{p \max}}, \quad (12)$$

де Δm_p^j – приріст плодів, г/м²·дек;

$\Delta m_{p \max}$ – максимально можливий приріст плодів, г/м²·дек.

Величини S_I^j та D задаються на початок розрахунку за результатами польового дослідження.

Кількість запліднених квіток на кожному розрахованому кроці визначається з формули

$$S_{II}^{j+1} = S_{II}^j + \Delta S_{II}^j, \quad (13)$$

де S_{II}^j, S_{II}^{j+1} – кількість запліднених квіток на j -й та $j+1$ розрахованому кроці, безрозмірні;

ΔS_{II}^j – кількість запліднених квіток за декаду, визначається з такого виразу

$$\Delta S_{II}^j = \frac{S_I^j}{\sum T_{к.цв} - \sum T_{н.цв}} T S_1 \cdot K(d), \quad (14)$$

де $\sum T_{к.цв}$ – сума ефективних температур, які накопичилися на кінець цвітіння, °С;

$K(d)$ – коефіцієнт, який враховує вплив дефіциту насичення повітря на проходження процесу запліднення квіток.

Вплив дефіциту насичення повітря оцінюється функцією

$$K(d) = \begin{cases} 1 & \text{при } d \leq d_{opt} \\ \frac{1}{0.05d} & \text{при } d > d_{opt} \end{cases}, \quad (15)$$

де d – дефіцит насичення повітря, гПа;

d_{opt} – оптимальне значення дефіциту насичення повітря, за якого відбувається запліднення, гПа.

Можлива кількість запліднених квіток, які збереглися до початку інтенсивного росту зав'язі, оцінюється формулою

$$S_{III}^{j+1} = S_{III}^j + \Delta S_{III}^j, \quad (16)$$

де S_{III}^{j+1} та S_{III}^j – кількість запліднених квіток, шт.;

ΔS_{III}^j – кількість запліднених квіток за декаду, визначається за формулою

$$\Delta S_{III}^j = \frac{D_I}{\sum T_{рзав} - \sum T_{к.цв}} T S_1 \cdot K_{II}^j, \quad (17)$$

де $\sum T_{рзав}$ – сума ефективних температур, необхідна для початку інтенсивного росту зав'язі, °С;

$\sum T_{к.цв}$ – сума температур, яка накопичується на кінець цвітіння, °С;

K_{II}^j – коефіцієнт вологості, який визначається з виразу

$$K_{II}^j = \begin{cases} 1 & \text{при } \frac{W^j}{W_{не}} \geq 0,7 \\ 3.3 \left(\frac{W^j}{W_{не}} - 0,4 \right) & \text{при } 0,4 \leq \frac{W^j}{W_{не}} < 0,7 \end{cases}, \quad (18)$$

де $W_{не}$ – найменша вологомiсткiсть, мм;

W – вологiсть ґрунту, мм.

Знаючи кiлькiсть утвореної зав'язі (S_{III}^j), можна розрахувати на кожному кроці середню вагу одного плоду перцю таким чином. Спочатку визначається середній прирiст одного плоду перцю на розрахованому кроці

$$\Delta m_{1p}^{-j} = \frac{\Delta m_p^j}{S_{III}^j}, \quad (19)$$

де Δm_{1p}^{-j} – середній прирiст одного плоду перцю за декаду, г/м²·дек. Тоді середня маса одного плоду перцю визначається як

$$m_{1p}^{-j+1} = m_{1p}^{-j} + \Delta m_{1p}^{-j}, \quad (20)$$

де m_{1p}^{-j+1} та m_{1p}^{-j} – середня маса одного перцю.

Харчова цiннiсть плодiв баклажанiв, солодкого перцю та томатiв визначається вiдстом в них вуглеводiв, органiчних кислот та вiтамiнiв. В запропонованiй моделi за показник якостi плодiв взято вiдст в них цукру. Процес утворення цукру в плодах описується виразом Михаелiса-Ментен, з розрахунком впливу на швидкiсть протiкання цього процесу температури повітря [1]

$$\frac{\Delta C^j}{\Delta t} = \frac{C_{\max} \cdot \Delta m_p^j / \Delta t}{R_m + \Delta m_p^j / \Delta t} K(T), \quad (21)$$

де $\frac{\Delta C^j}{\Delta t}$ – швидкiсть утворення цукру в плодах, г/дек;

C_{\max} – максимально дiйсна швидкiсть утворення цукру в плодах, г/дек;

R_m – константа Михаелiса-Ментен, г/г·д;

$K(T)$ – функцiя впливу температури повітря на швидкiсть утворення цукру, безрозмiрна .

Вплив температури повітря на швидкiсть утворення цукру враховується з допомогою такого виразу

$$K(T) = \begin{cases} 0,04 & \text{при } T \leq 25^{\circ} \\ 1 & \text{при } T > 25^{\circ} \end{cases}, \quad (22)$$

де T – середня за декаду температура повітря, °С.

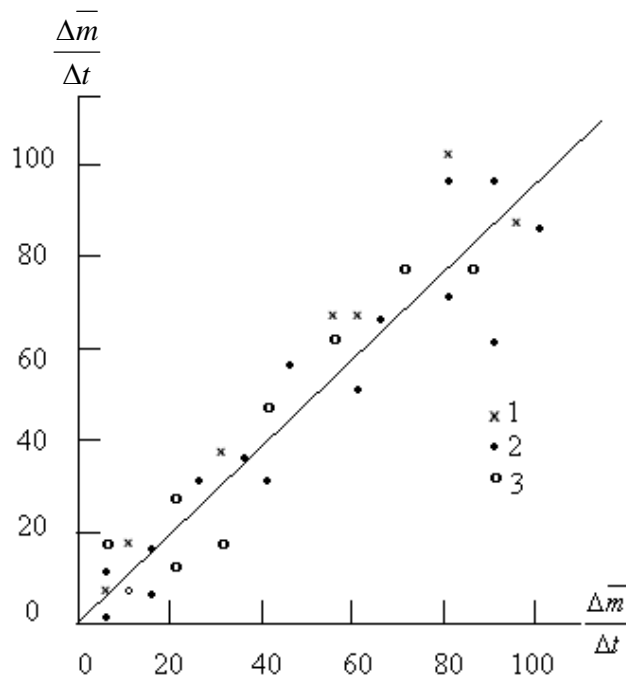
Вiдст цукру в плодах на кожному кроці описується виразом

$$C^{j+1} = C^j + \frac{\Delta C^j}{\Delta t}, \quad (23)$$

де C^j – вміст цукру на початок декади, г/м²;
 ΔC^j – приріст вмісту цукру за декаду, г/м².

Розроблена модель перевірялася порівнянням розрахованих за моделлю і дослідних характеристик біомаси вегетативних та репродуктивних органів, площі асимілюючої поверхні. Порівняння проводилося в динаміці від висадки розсади рослин в ґрунт до технічної стиглості.

Результати порівняння представлені на рис. 2. Видно, що розраховані значення приростів біомаси плодів та відносної листової поверхні добре збігаються з дослідними даними. Найбільше відрізняються дослідні і розрахункові дані при значних приростах біомаси.



1-однорічні дані; 2- дворічні; 3- трирічні (1994 – 1996р.р.).

Рис. 2 – Порівняння розрахункових ($\frac{\overline{\Delta m}}{\Delta t}$) та емпіричних ($\frac{\overline{\Delta m}}{\Delta t}$) значень приростів біомаси рослин за декаду, г/м² · дек.

Таким чином, закономірність формування площі листової поверхні та репродуктивних органів, розрахованих за моделлю, збігаються із закономірностями динаміки утворення фактичної асимілюючої поверхні і біомаси репродуктивних органів. Значення відносної помилки подано в табл. 1.

Для визначення можливості використання моделі при різних значеннях вхідних параметрів була проведена оцінка чутливості моделі до зміни параметрів. Зміна динаміки накопичення біомаси плодів (середньої для всіх культур) залежно від початкових значень Φ_{max} , α_R розглядалася при позитивному та негативному прирощенні цих параметрів на 5, 10, 15 % (рис. 3). Із збільшенням похибки завдання Φ_{max} , α_R збільшується й помилка розрахунку біомаси репродуктивних органів (табл. 1).

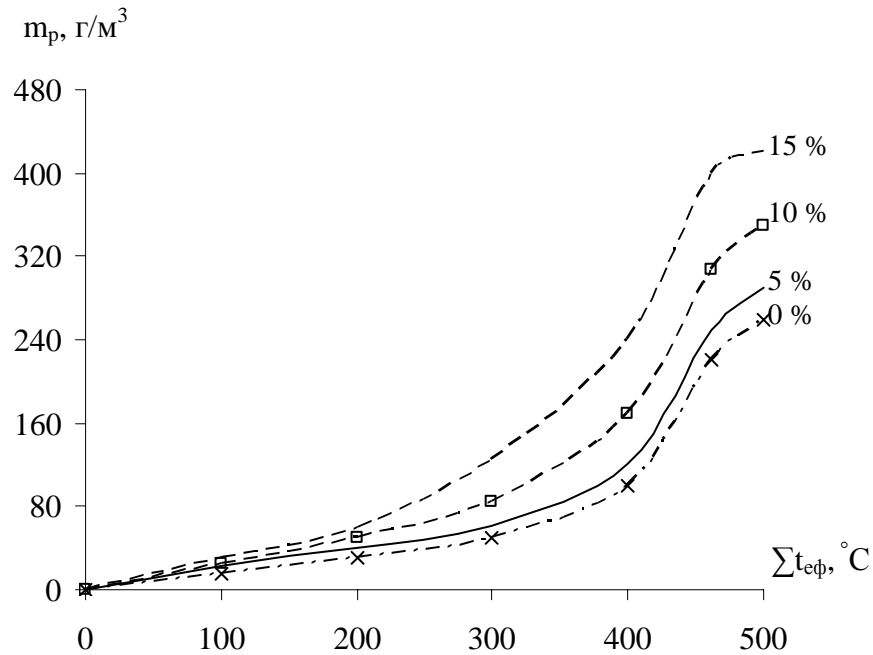


Рис. 3 – Динаміка біомаси плодів залежно від зміни Φ_{max} на 5, 10, 15 % (1996 р.) при $t > 15$ °C.

Модель однаково чутлива як до зміни значень кута нахилу світлової кривої, так і до зміни плато світлової кривої.

Таблиця 1 – Похибки розрахунку (%)

Рік спостереження	Похибка розрахунку, %	
	площа листя	біомаси репродуктивних органів
1994, вар.1	16	14
вар.2	14	14
1995 вар.1	12	12
вар.2	14	12
1996 вар.1	16	14
вар.2	14	11

Так, збільшення Φ_{max} і a_k на 15% призводить до збільшення помилки розрахунку біомаси репродуктивних органів в 1,4 разів. Зниження коефіцієнтів дихання росту C_1 і C_2 дихання підтримки на 5% зумовлює зменшення біомаси репродуктивних органів, причому більш значне зменшення спостерігається при зміні коефіцієнта дихання підтримки. Так, із зниженням C_1 на 5 % біомаса репродуктивних органів знижується на 22 %, а із зниженням C_2 – на 40 %.

Висновки. Дослідження адекватності розробленої моделі і її чутливості до можливих помилок вхідних параметрів дають можливість пропонувати модель для оцінки агрометеорологічних умов росту та формування продуктивності баклажанів, солодкого перцю та томатів, а також для прогнозування їх врожаю.

Список літератури

1. *Польовий А.М.* Моделювання гідрометеорологічного режиму та продуктивності агроєкосистем. – Київ: КНТ, 2007. – 342 с.
2. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 318 с.
3. *Тооминг Х.Г.* Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.
4. *Торнли Дж.Г.М.* Математические модели в физиологии растений. – К., 1982. – 309 с.
5. *Строганова М.А.* Математическое моделирование формирования качества урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 151 с.
6. *Monsi M., Saeki T.* Uber den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung fur die Stoffproduktion.//*Яр. J.* – 1953. – V. 14. – P. 22 – 25.

Динамическая модель формирования количества и качества урожая овощных культур. Божко Л.Е., Ярмольская Е.Е., Барсукова Е.А.

Предложена комплексная динамическая модель формирования количества урожая и качества плодов некоторых овощных культур, которая учитывает особенности формирования вегетативных и репродуктивных органов, волны роста плодов и накопления в них сахаров.

Ключевые слова: баклажаны, сладкий перец, томаты, динамическая модель, агрометеорологическая оценка, продукционный процесс, качество урожая.

Dynamic model of forming of amount and quality of harvest of vegetable cultures.

Bozko L.E., Yarmolskaya E.E., Barsukova E.A.

The complex dynamic model of forming of amount of harvest and quality of garden-stuffs of some vegetable cultures, which takes into account the features of forming of vegetative and reproductive organs, waves of growth of garden-stuffs and accumulation in them sugar is offered.

Keywords: egg-plants, sweet pepper, tomatoes, dynamic model, agrometeorological estimation, products process, quality of harvest.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ РОСТОВЫХ ФУНКЦИЙ ОРГАНОВ РАСТЕНИЙ

Рассматриваются вопросы роста и развития органов растения и всего организма в целом. Предложен новый теоретический подход расчета ростовых функций периода вегетативного роста органов растения, основанный на колебательных процессах сухой биомассы органов в течении онтогенеза растения. В основе сложения колебаний лежит линейное преобразование временной оси и принцип суперпозиции. Получены и проверены ростовые функции периода вегетативного роста органов подсолнечника. Предложены временные параметры теоретического метода расчета ростовых функций подсолнечника.

Ключевые слова: *рост, развитие, онтогенез, время, колебания, логистическая кривая, лист, стебель, корень, колос, корзинка.*

Введение. Каждая динамическая модель продукционного процесса растений, предполагающая описание роста отдельных органов, содержит в себе ростовой блок. Содержание этого блока предполагает количественное описание роста и развития отдельных органов растений. Впервые, для такого количественного описания роста органов растений Ю.К. Росс, в 1966 году [1], предложил матричную систему уравнений, позволяющую описывать поступление и отток ассимилятов для каждого органа растения. Существенную роль в такой системе уравнений занимала ростовая матрица, определяющая приток и отток ассимилятов для всей совокупности органов растения в течении онтогенеза. Позднее, с развитием динамических моделей продукционного процесса растений, ростовая матрица трансформировалась в систему ростовых уравнений, в которых существенную роль стали играть ростовые функции. Ростовые функции позволяют описывать поступление и переток ассимилятов в системе органов растения.

Примером уравнений ростового блока динамических моделей продукционного процесса растений может быть система ростовых уравнений роста органов озимой пшеницы

$$\begin{cases} m_L(\tau + \Delta\tau) = m_L(\tau) + \beta_L(\tau) \cdot \Delta M(\tau) - \omega_L(\tau) \cdot m_L(\tau) \\ m_S(\tau + \Delta\tau) = m_S(\tau) + \beta_S(\tau) \cdot \Delta M(\tau) - \omega_S(\tau) \cdot m_S(\tau) \\ m_R(\tau + \Delta\tau) = m_R(\tau) + \beta_R(\tau) \cdot \Delta M(\tau) - \omega_R(\tau) \cdot m_R(\tau) \\ m_P(\tau + \Delta\tau) = m_P(\tau) + \beta_P(\tau) \cdot \Delta M(\tau) + \omega_L(\tau) \cdot m_L(\tau) + \omega_S(\tau) \cdot m_S(\tau) + \omega_R(\tau) \cdot m_R(\tau), \end{cases} \quad (1)$$

где m_L – сухая масса листьев; m_S – сухая масса стеблей; m_R – сухая масса корней; m_P – сухая масса колосьев; ΔM – прирост общей сухой массы растения за единицу временного шага; β_i – функции вегетативного роста органов растения ($i = L, S, R, P$); ω_j – функции репродуктивного роста органов растения ($j = L, S, R$); τ – временная ось; $\Delta\tau$ – временной шаг; индекс L – листья, индекс S – стебли, индекс R – корни, индекс P – колосья.

В этой системе ростовых уравнений рассматривается подразделение растения озимой пшеницы на листья, стебли, корни и колосья. В полной совокупности эти органы составляют весь организм растения озимой пшеницы. Исходя из этой системы ростовых уравнений, существенную роль в ней играют функции распределения ассимилятов: функции периода вегетативного роста β_i и функции периода репродуктивного роста ω_j . Функции периода вегетативного роста β_i показывают какая доля ассимилятов из всей совокупности вновь образовавшихся ассимилятов в целом

организме растения направляются на рост того либо иного органа в данный момент времени онтогенеза τ . Функции периода репродуктивного роста ω_j показывают какая часть всей массы данного вегетативного органа перетекает в репродуктивный (запасующий) орган в течении данного временного шага роста $\Delta\tau$.

Ростовые функции периода вегетативного роста подчиняются условию

$$\sum_{i}^{L,S,R,P} \beta_i(\tau) = 1, \quad (2)$$

в каждый момент времени онтогенеза τ . Если рассматривать другую культуру, например подсолнечник, то вся совокупность органов подсолнечника будет состоять из листовых пластинок, черешков, стеблей, корней, корзинки, то есть из пяти органов, и в соответствии с этим мы должны изменить систему уравнений (1). При таком изменении также должно выполняться условие (2), только для пяти органов подсолнечника.

В данной работе мы сосредоточим наше внимание на методах определения функций периода вегетативного роста. Самый простой метод определения функций периода вегетативного роста заключается в экспериментальных наблюдениях за ростом той либо иной культурой и её органов. Затем, на основе экспериментальных наблюдений, рассчитывают такие ростовые функции вегетативного роста и используют их в расчетах по динамическим моделям продукционного процесса той либо иной культуры.

Впервые, теоретический метод определения ростовых функций предложен А.Н. Полевым [2, 3]. Этот метод опирается на общебиологические закономерности роста растения и его органов. В основе метода, предложенного А.Н. Полевым, лежит уравнение логистической кривой роста органов

$$\mu(\tau) = \frac{c}{1 + 10^{a-b\tau}}, \quad (3)$$

где μ – нормированная сухая биомасса органа; a , b и c – параметры уравнения.

Мы полностью будем следовать теоретическим положениям А.Н. Полевого метода определения ростовых функций растений периода вегетативного роста. Однако, в основу метода положим полученное нами уравнение колебаний устойчивой составляющей роста органов вида

$$\mu(\tau) = -\frac{1}{2\pi} \sin(2\pi \cdot \tau) + \tau. \quad (4)$$

Поэтому, целью данной работы будет модификация метода А.Н. Полевого определения функций периода вегетативного роста растений. К задачам данной работы следует отнести проверку уравнения колебаний (4) нормированной сухой биомассы органов растений в течение онтогенеза

Объекты и выходные материалы исследования. К объектам исследования мы относим рост и развитие органов растения в период вегетативной фазы роста. На выходе исследования мы получим ростовые функции периода вегетативного роста, основанные на колебательных процессах движений нормированной сухой биомассы органов растений.

Материалы и методы исследования. Рассмотрим теоретическую схему расчета функций периода вегетативного роста растений. По определению, ростовая функция периода вегетативного роста показывает какая доля вновь образованных ассимилятов направляется на рост того либо иного органа в данный момент времени онтогенеза

$$\beta_i(\tau) = \frac{\Delta m_i(\tau)}{\Delta M(\tau)}. \quad (5)$$

Приведем это уравнение к следующему виду

$$\beta_i(\tau) = \frac{\Delta m_i(\tau) / \Delta \tau}{\Delta M(\tau) / \Delta \tau} = \frac{dm_i / d\tau}{dM / d\tau}. \quad (6)$$

То есть, мы, в определение ростовых функций периода вегетативного роста явным образом внесли переменную времени. При этом, согласно определению ростовых функций (5) и (6) видно, что ростовая функция периода вегетативного роста является отношением скорости роста органа к скорости роста всего организма растения. Но скорость роста всего организма растения состоит из суммы скоростей роста органов

$$\frac{dM}{d\tau} = \sum_i^n \frac{dm_i}{d\tau}, \quad (7)$$

где n – число органов растения.

Поэтому, окончательно, ростовая функция периода вегетативного роста данного органа может быть получена в виде

$$\beta_i(\tau) = \frac{dm_i / d\tau}{\sum_i^n dm_i / d\tau}. \quad (8)$$

Таким образом, теоретический метод получения ростовых функций периода вегетативного роста заключается в определении скорости роста каждого органа на протяжении онтогенеза растения. В качестве устойчивой составляющей роста органа растения на протяжении онтогенеза А.Н. Полевой использует уравнение логистической кривой вида (3). Дифференцируя уравнение (3) по переменной времени мы можем получить устойчивую составляющую скорости роста каждого органа растения, и, используя уравнение (8), получаем ростовые функции периода вегетативного роста. При этом, задавая различные параметры уравнения (3), мы тем самым задаем уровень накопления биомассы и время роста каждого органа растения в период онтогенеза. В качестве временной шкалы А.Н. Полевой использует шкалу времени, выраженную методом сумм эффективных температур. Эта шкала времени общая для всех органов растения.

Мы будем следовать этой схеме, однако в качестве устойчивой составляющей роста органа растения будем использовать уравнение колебаний сухой биомассы органа вида (4). Исходя из структуры уравнения колебаний (4) так же, мы должны выразить время вегетативного роста органа по отношению ко времени всего онтогенеза. Для этого, мы будем использовать преобразование общей онтогенетической временной шкалы в собственную временную шкалу роста каждого органа в виде линейного преобразования

$$\tau_i = k_i \cdot \tau_{общ} + \tau_i^0, \quad (9)$$

где τ_i – собственная временная ось каждого i -го органа; $\tau_{общ}$ – общая временная ось всего организма; k_i и τ_i^0 – константы, параметры линейного преобразования для каждого i -го органа.

Линейное преобразование (9) позволяет сжимать общую временную ось с коэффициентом сжатия k_i и сдвигать временную ось на величину τ_i^0 .

Тогда уравнение устойчивой составляющей вегетативного роста i -го органа запишется в виде

$$\mu_i(\tau_{общ}) = \left[-\frac{1}{2\pi} \sin(2\pi \cdot \tau_i) + \tau_i \right] \cdot c_i, \quad (10)$$

где c_i – доля каждого i -го органа в конечной общей биомассе растения.

Дифференцируя уравнение (10) по переменной времени, мы получим устойчивые составляющие скорости роста каждого i -го органа растения

$$\frac{d\mu_i}{d\tau_{общ}} = [-\cos(2\pi \cdot \tau_i) + 1] \cdot c_i. \quad (11)$$

Далее, чтобы окончательно получить ростовые функции периода вегетативного роста рассматриваемой культуры необходимо использовать соотношение (8) с учетом полученных скоростей роста органов (11). При таком подходе, вместо параметров a и b логистической кривой (3), определяющих время вегетативного роста органов по отношению к общей шкале времени, мы используем линейное преобразование временной оси, обеспечивающее трансформацию уравнения колебаний биомассы (4) для каждого органа растения по отношению к общей временной оси.

Результаты исследования и их анализ. В качестве примера построения ростовых функций периода вегетативной фазы роста органов растения мы предложим рассмотреть их на примере культуры подсолнечника. В культуре подсолнечника будем рассматривать подразделение всего организма на пять органов: листовые пластинки - L , черешки - HE , стебли - S , корни - R и корзинку - P .

Прежде всего, определим линейное преобразование общей временной оси, которое позволяет сжимать и сдвигать общую временную ось в соответствии с собственным временем вегетативного роста данного органа. При этом за весь онтогенез подсолнечника будем принимать период от всходов до полного созревания семян. Для такого линейного преобразования нам необходимо определить параметры этого преобразования: k_i и τ_i^0 . Эти параметры находятся из соотношений (см. [4]):

$$k_i = \frac{\tau_i^K - \tau_i^H}{\tau_{ix}^K - \tau_{ix}^H}; \quad (12)$$

$$\tau_i^0 = -\tau_{ix}^H \frac{\tau_i^K - \tau_i^H}{\tau_{ix}^K - \tau_{ix}^H} + \tau_i^H, \quad (13)$$

где τ_i^K – константа, конечное собственное время вегетативного роста i -го органа; τ_i^H – константа, начальное собственное время вегетативного роста i -го органа; τ_{ix}^K – константа, конечное время вегетативного роста i -го органа по общей онтогенетической шкале времени всего организма; τ_{ix}^H – константа, начальное время вегетативного роста i -го органа по общей онтогенетической шкале времени всего организма.

Все эти параметры были определены на основе данных наблюдений за культурой подсолнечника в условиях юга Украины (г. Одесса, ст. Черноморка) и представлены в табл. 1. Следует отметить, что мы использовали относительную шкалу времени, где за весь онтогенез относительное время изменяется от 0 до 1. То есть за весь вегетационный период биологическое время соответствует одной единице времени. Отметим так же, что предложенный метод ничем не ограничен при выборе единиц измерения времени. Так, например, шкала времени может быть представлена методом сумм эффективных температур либо каким-то другим методом. При этом, все параметры расчета будут так же выражены соответствующей системой единиц измерения времени.

Коснемся теперь полученных временных параметров. Как видно из табл. 1, конечное собственное время роста органа всегда одно и тоже. Это говорит о том, что орган

завершает свой вегетативный рост. Начальные значения собственного времени роста органа соответствуют моменту всходов подсолнечника. При этом, чем меньше это значение, тем меньше ассимилятов направляется на развитие органа в начальный период развития. Полученный коэффициент сжатия собственной временной оси органа по отношению к общей временной оси растения говорит о том, что время самого органа изменяется быстрее, чем время всего организма. Положительный сдвиг временной оси органа показывает, что развитие организма начинается с момента всходов. То есть на момент всходов (возобновления вегетации) организм растения и его органы прошли какой-то этап развития (от семени до всходов). Отрицательный сдвиг временной оси отвечает тому, что информация о развитии будущего репродуктивного органа (корзинки) заложена в организме растения. Доля органа в общей биомассе растения – это не что иное, как амплитуда колебания биомассы органа в онтогенезе. Таким образом, все параметры расчета имеют точный физиологический смысл.

Таблица 1 – Временные параметры ростовых функций периода вегетативной фазы роста органов подсолнечника

	Конечное собственное время вегетативного роста органа, отн. ед. τ_i^k	Начальное собственное время вегетативного роста органа, отн. ед. τ_i^h	Конечное время вегетативного роста органа в общей шкале времени, отн. ед. τ_{ix}^k	Начальное время вегетативного роста органа в общей шкале времени, отн. ед. τ_{ix}^h	Коэффициент сжатия собственной временной оси органа, отн. ед. k_i	Сдвиг собственной временной оси органа, отн. ед. τ_i^0	Доля органа в общей массе растения, отн. ед. c_i
Листовые пластинки	1.00	0.15	0.72	0.00	1.1806	+0.1500	0.25
Черешки	1.00	0.11	0.72	0.00	1.2361	+0.1100	0.08
Стебли	1.00	0.08	0.81	0.00	1.1358	+0.0800	0.32
Корни	1.00	0.10	0.72	0.00	1.2500	+0.1000	0.15
Корзинка	1.00	0.00	1.00	0.22	1.2821	-0.2821	0.20

Используя эти параметры и данный метод, мы получили ростовые функции периода вегетативного роста органов подсолнечника (рис. 1) на основе колебательных процессов сухой биомассы органов в течение онтогенеза растения.

Кроме того, на рис. 2 представлены колебания устойчивой составляющей роста органов и их суммарного колебания с повышающимся уровнем. Данные, представленные на рис. 2, это не что иное, как логистические кривые роста органов и целого организма растения в онтогенезе. На рис. 3 представлены колебания устойчивой составляющей скорости роста органов подсолнечника и их суммарного колебания, отвечающего целому организму растения на протяжении онтогенеза. Колебания, представленные на рис. 3 отвечают колебаниям возле постоянного уровня. Этот уровень определяется соотношением органов в конце вегетативного роста. Как следует из теории колебаний, мы легко получили суммарное колебание как на рис. 2, так и на

рис. 3, поскольку согласно этой теории, колебания одного типа легко суммируются и дают результирующую согласно принципу суперпозиции. При таком подходе β_i , отн. ед.

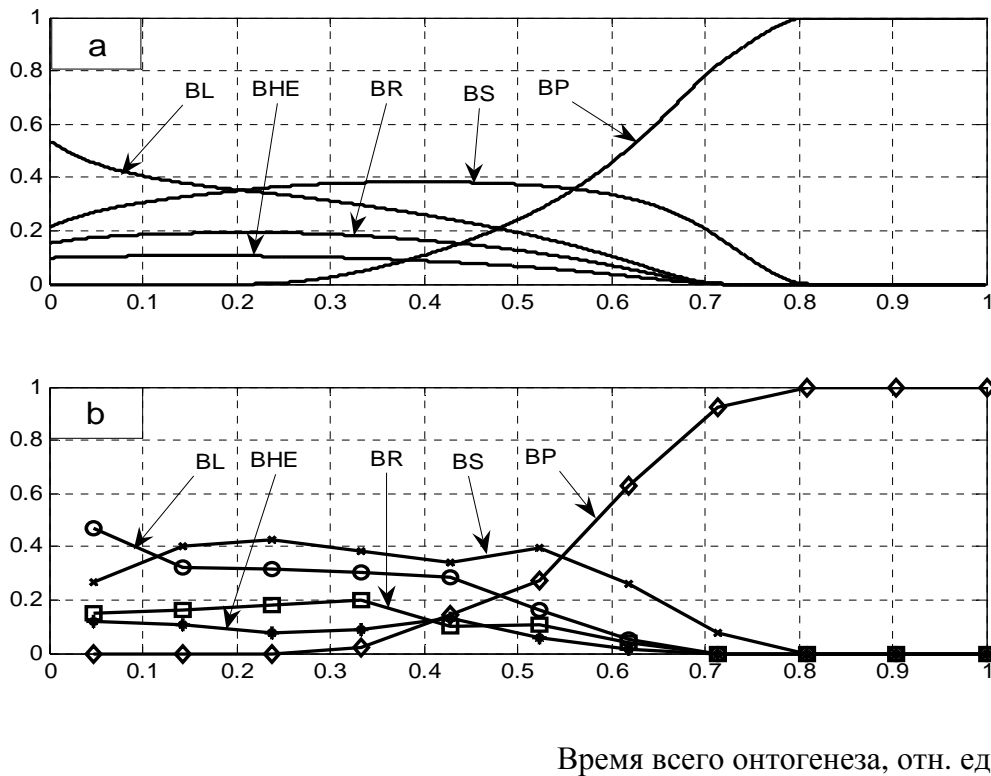


Рис. 1 – Ростовые функции периода вегетативного роста органов подсолнечника полученные теоретическим методом (а) и расчетным (б), на основе данных экспериментальных наблюдений (г. Одесса, ст. Черноморка): *BL* – листовые пластинки; *BHE* – черешки; *BS* – стебли; *BR* – корни; *BP* – корзинка.

μ_i , отн. ед.

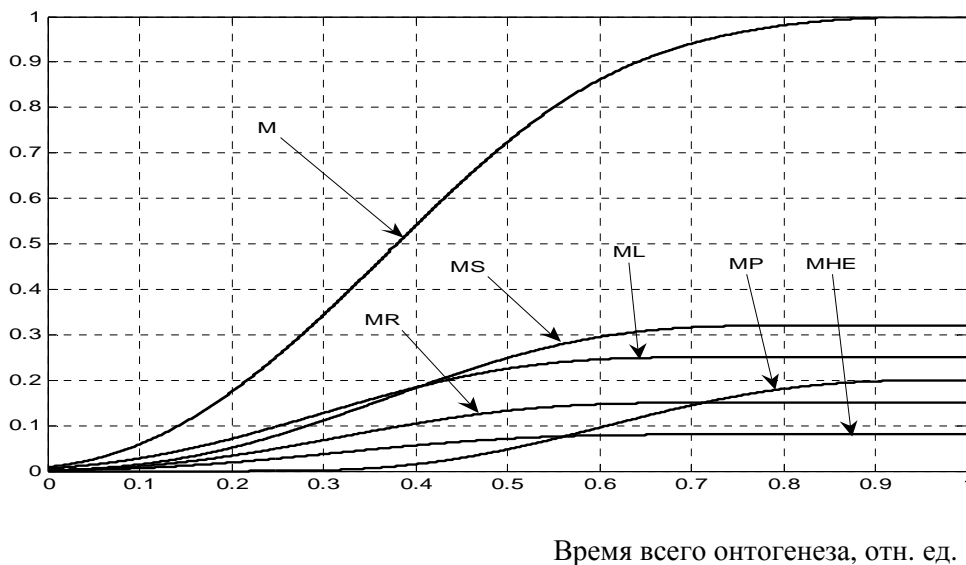
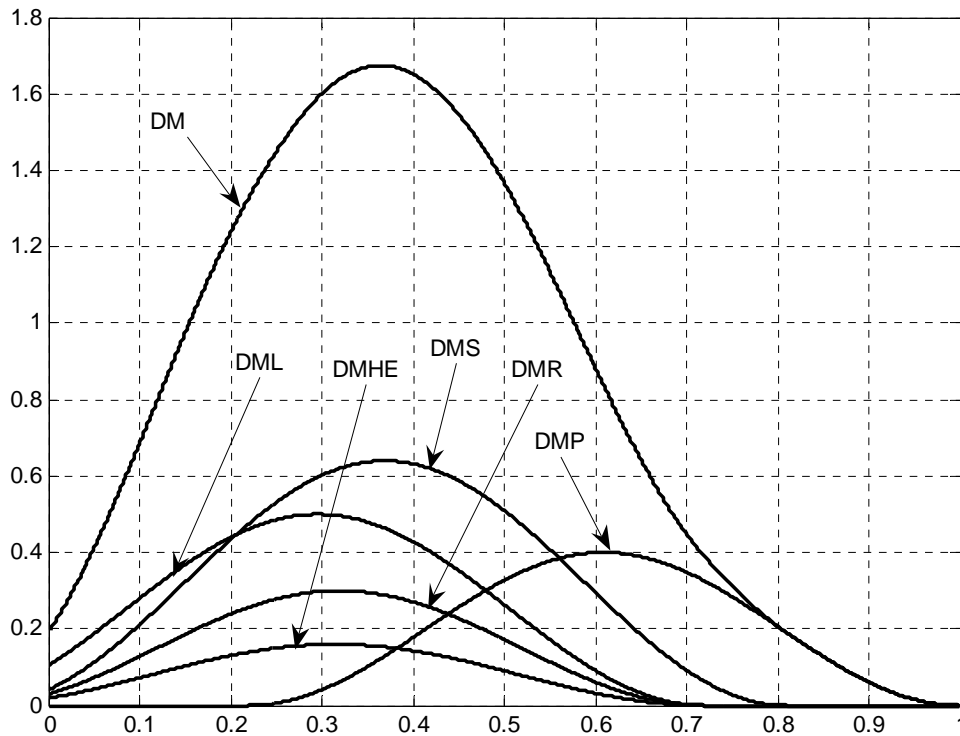


Рис. 2 – Устойчивые составляющие вегетативного роста листовых пластинок *ML*, черешков *MHE*, стеблей *MS*, корней *MR*, корзинок *MP* и суммарного роста всех органов *M*.

$d\mu_i / d\tau_{\text{общ}}$, отн. ед.



Время всего онтогенеза, отн. ед.

Рис. 3 – Устойчивые составляющие скорости вегетативного роста органов подсолнечника и всего организма на протяжении онтогенеза: *DML* – листовые пластинки; *DMHE* – черешки; *DMS* – стебли; *DMR* – корни; *DMP* – корзинка; *DM* – целый организм.

необходимо помнить, что организм растения состоит из клеток. Тогда результирующая колебаний как раз является результатом колебаний сухой массы клеток на протяжении онтогенеза всего организма растения. Следуя такому подходу, можно отметить, что число линейных преобразований временной оси будет соответствовать числу клеток организма растения и для каждой клетки будет свой коэффициент сжатия и свой сдвиг временной оси.

Отметим так же и то, что ту же самую картину ростовых функций мы можем получить на основе любой логистической кривой, если вместо параметров уравнения логистической кривой использовать линейное преобразование временной оси.

Выводы. Ростовые функции периода вегетативного роста органов растения определяются соотношением скоростей роста органов и целого организма растения на протяжении онтогенеза. В основе принципа расчета ростовых функций периода вегетативной фазы роста органов лежат временные линейные преобразования временной оси, позволяющие выразить моменты начала и завершения вегетативного роста органов в онтогенезе. Логистическая кривая роста органов растения является выражением колебательных процессов сухой биомассы органов и целого организма растения в онтогенезе. Примененный подход при определении ростовых функций периода вегетативного роста целиком и полностью подтверждает правильность заключения о том, что устойчивая составляющая как роста так и скорости роста органов растения подчиняется колебательным процессам в течение онтогенеза. Полученные временные параметры линейного преобразования общей временной оси

показывают, что время жизни каждого органа изменяется быстрее, чем время жизни всего организма.

Список литературы

1. Росс Ю.К. К математическому описанию роста растений // ДАН АН СССР, - 1966. - Т. 171, №2. - С. 481 – 483.
2. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Ленинград: Гидрометеоздат, 1983, - 175 с.
3. Полевой А.Н. Об определении некоторых параметров динамической модели формирования урожая // Труды ИЭМ, - 1979. - Вып. 13(91). - С. 120-130.
4. Ильин В.А., Позняк Э.Г. Аналитическая геометрия. Учебник. – Москва: «Наука», 1988. - 223 с.

Теоретичний метод визначення ростових функцій органів рослин.

Наумов М.М.

Розглядаються питання росту та розвитку органів рослини і всього організму в цілому. Був запропонований новий теоретичний підхід розрахунку ростових функцій періоду вегетативного росту органів рослини, заснований на коливальних процесах сухої біомаси органів в перебігу онтогенезу рослини. В основі складання коливань лежить лінійне перетворення часової осі і принцип суперпозиції. Отримані і перевірені ростові функції періоду вегетативного росту органів соняшнику. Були запропоновані часові параметри теоретичного методу розрахунку ростових функцій соняшнику.

Ключові слова: ріст, розвиток, онтогенез, час, коливання, логістична крива, лист, стебел, корінь, колос, кошик.

Theoretical method of determination is growth of functions of organs of plants.

Naumov M.M.

The questions of growth and development of organs of plant and all organism on the whole are examined. It is offered a new theoretical approach of computation of growth functions of period of vegetative growth of plants, based on the swaying processes of dry mass of organs in the flow of ontogenesis of plant. In the basis of addition of vibrations lies a linear transformation of temporal axis and principle of superposition. It was obtained and tested growth functions of period of vegetative growth of sunflower organs. It was offered the temporal parameters of theoretical method of computation as growth functions of sunflower.

Keywords: growth, development, ontogenesis, time, vibrations, logistic curve, leaf, stem, root, ear, small basket.

ВЛИЯНИЕ СРОКОВ СЕВА НА РОСТ, РАЗВИТИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ УРОЖАЙНОСТИ САХАРНОЙ СВЕКЛЫ

В работе рассматривается влияние различных сроков сева на рост, развитие и формирование урожайности сахарной свеклы. Дается сравнительная количественная оценка по фотосинтетической деятельности растений в посевах и продолжительности основных межфазных периодов у сахарной свеклы.

Ключевые слова: сахарная свекла, сроки сева, межфазный период, фотосинтетический потенциал, чистая продуктивность фотосинтеза, площадь листьев.

Вступление. Сахарная свекла и сырье, получаемое в результате ее переработки, имеют огромное значение в современном народном хозяйстве Украины. Сахарная свекла весьма богата углеводами. Она состоит на 16 – 18 и более процентов из сахара и служит основным сырьем для сахарной промышленности. Сахар – один из основных углеводов, который содержится в пище человека. Сахарная свекла также является ценной кормовой культурой, превосходящей по урожаю сухих веществ и по кормовому достоинству зерно, и единственной культурой у нас в стране, из которой вырабатывается сахар.

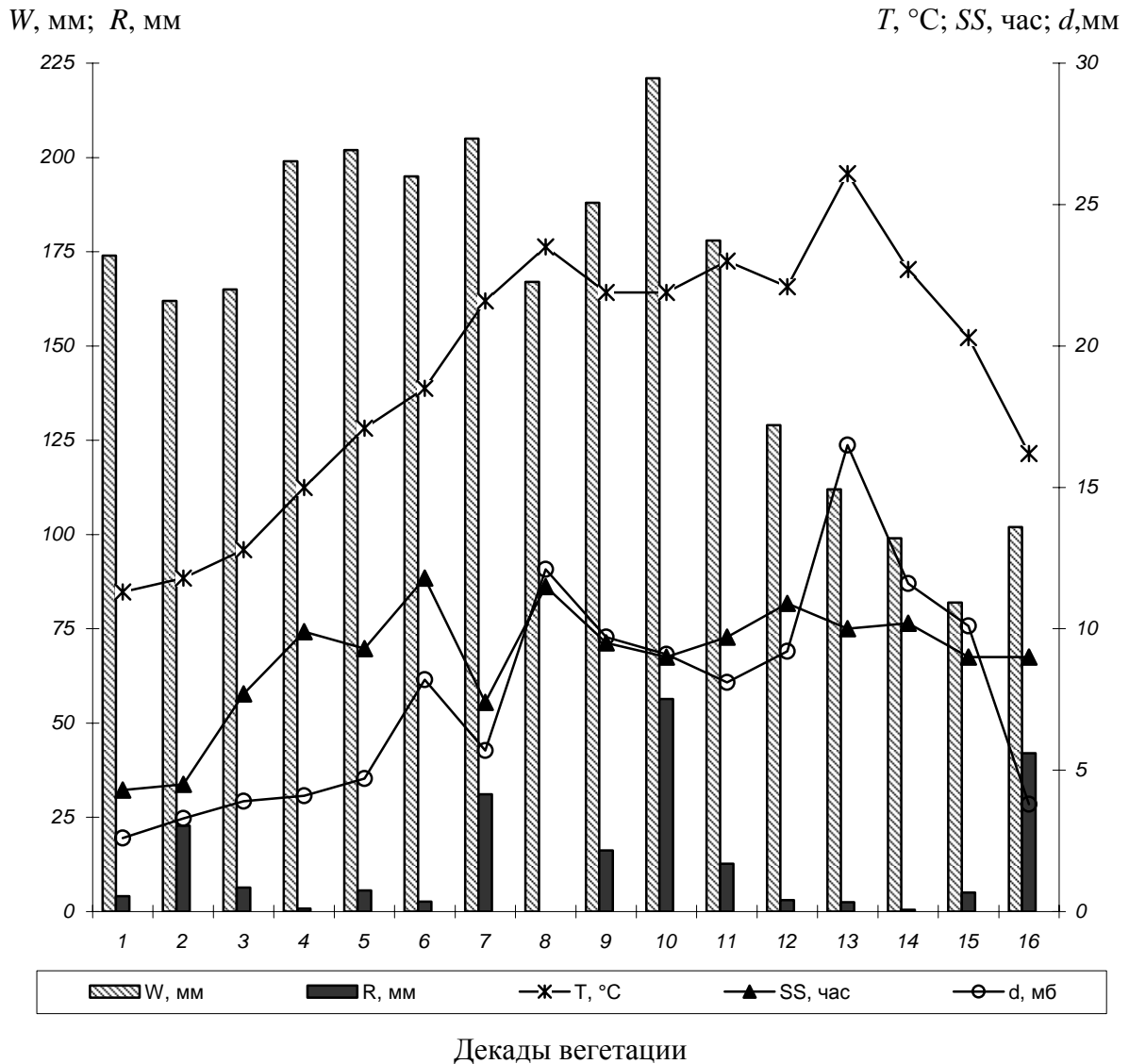
Велико и агротехническое значение сахарной свеклы. Требуя глубокой обработки почвы, внесения удобрений и тщательного ухода за посевами, она является ценным предшественником для многих сельскохозяйственных культур и повышает общую продуктивность полевых севооборотов.

Материалы и методы исследований. По литературным данным, сахарная свекла относится к культурам ранних сроков сева [1, 2, 3]. Семена прорастают при температуре от 2° до 35°С, хотя оптимальная температура 12—25°С. Оптимально ранний сев обеспечивает хорошие условия для всходов и дальнейшего развития растений – увеличивается вегетационный период. Увеличение вегетационного периода является хорошей предпосылкой для повышения урожая корнеплодов и их качества. Особенно велико значение оптимально ранних сроков посева в зонах недостаточного увлажнения, а также в годы с засушливой весной.

При чрезмерно раннем посеве в непрогретую почву семена прорастают медленно, проростки их истощаются и ослабевают, поскольку питательных веществ в семени хватает на ограниченный период, и они в сильной степени поражаются корнеедом. Таким проросткам трудно пробиться на поверхность почвы, и значительная их часть гибнет. Также при длительном действии низких температур в фазе вилочки возрастает цветущность растений. При позднем посеве поверхностный слой почвы высыхает, из-за недостатка влаги всходы появляются недружно.

С повышением температуры от низких (0 – 5°С) до оптимальных значений (у большинства C₃-видов высших растений 20 - 25°С) происходит ускорение клеточного деления. Поэтому повышение среднесуточных температур в этих пределах приводит к сокращению интервалов между появлением очередных листьев. Однако при этом сокращается продолжительность жизни выросшего (закончившего рост) листа в результате ускорения процессов старения клеток [2].

Результаты исследований и их анализ. С целью выявления наиболее оптимального периода сроков сева сахарной свеклы в 2008 году на опытном участке научно-учебной метеорологической лаборатории (с.Черноморка) был проведен посев данной культуры. Посев сахарной свеклы проводился с 14 апреля в три срока с



W_{0-100} – запасы влаги в слое 0-100 см, R – сумма осадков за декаду, T – среднедекадная температура воздуха, SS – среднедекадное число часов солнечного сияния, d – среднедекадное значение дефицита насыщения воздуха.

Рис.1 - Агрометеорологические условия периода вегетации культуры сахарной свеклы в Одесской области в 2008 году, ст.Черноморка. Номера декад даются от 2-й декады апреля.

декадным интервалом между ними. Агрометеорологические условия периода вегетации культуры сахарной свеклы представлены на рис. 1.

Агрометеорологические условия на момент посева во всех трех случаях были благоприятными. Первый срок сева (14 апреля) – температура воздуха составила 8 - 13°C, осадки - 4,1 мм, запасы влаги в слое 0-100 составили 174 мм. Температура почвы на глубине 10 см составила +12°C. Число часов солнечного сияния – 4,3 часов. Дефицит насыщения воздуха составил – 2,6 мб.

Второй срок сева (24 апреля) - температура воздуха составила 9 - 12°C, осадки составили 22,8 мм, запасы влаги в слое 0-100 на момент сева составили 162 мм. Температура почвы на глубине 10 см составила +12°C. Число часов солнечного сияния – 4,5 часов. Дефицит насыщения воздуха составил – 3,3 мб.

Третий срок сева (4 мая) - температура воздуха составила 10-13°C, осадки составили 6,4 мм, запасы влаги в слое 0-100 на момент сева составили 165 мм. Температура почвы на глубине 10 см составила +15°C. Число часов солнечного сияния – 7,7 часов. Дефицит насыщения воздуха составил – 3,9 мб.

В течении вегетации максимальных значений среднедекадная температура достигла во второй декаде августа и составила 26°C. Средняя температура воздуха за период вегетации была в среднем на 2°C выше за среднюю многолетнюю. Сумма осадков за весь период вегетации - 212 мм, 201 мм и 185 мм соответственно, что составляет порядка 85 - 90 % от среднемноголетних. Запасы продуктивной влаги в слое 0-100 см в течении вегетации составили в среднем – 170 – 220 мм, и в конце вегетации снизились до 82 - 102 мм. ГТК за весь период вегетации составил в среднем 0,66, что дает возможность отнести год к засушливому.

Сроки сева оказали большое влияние на развитие растений сахарной свеклы. В табл.1 представлены результаты наблюдений влияния сроков сева на продолжительность основных межфазных периодов у сахарной свеклы.

Таблица 1 - Продолжительность основных межфазных периодов у сахарной свеклы в зависимости от сроков сева, дни

Варианты опыта	От посевов до всходов	От всходов до						
		первой пары настоящих листьев	третьей пары настоящих листьев	пятой пары настоящих листьев	в листьев рядках	в листьев междурядьях	в листьев рядках	уборки
14 апреля	13	10	19	26	49	71	116	146
24 апреля	11	9	18	25	46	67	112	138
4 мая	7	8	14	21	42	62	107	132

По материалам наблюдений при первом сроке – 14 апреля, когда почва уже достаточно прогрелась, период от сева до массового появления всходов составил 13 дней, при втором сроке – 11 дней, а при третьем сроке сева период от сева до массового появления всходов сократился до 7 дней. В наших опытах у сахарной свеклы реакция на сроки сева проявлялась не только по времени всходов, но и по продолжительности других фаз развития растений и всего вегетационного периода. Так, если при севе 14 апреля период от всходов до смыкания листьев в рядах составлял 49 дней, при севе 24 апреля он сократился до 46 дней, а при севе 4 мая сократился уже до 42 дней.

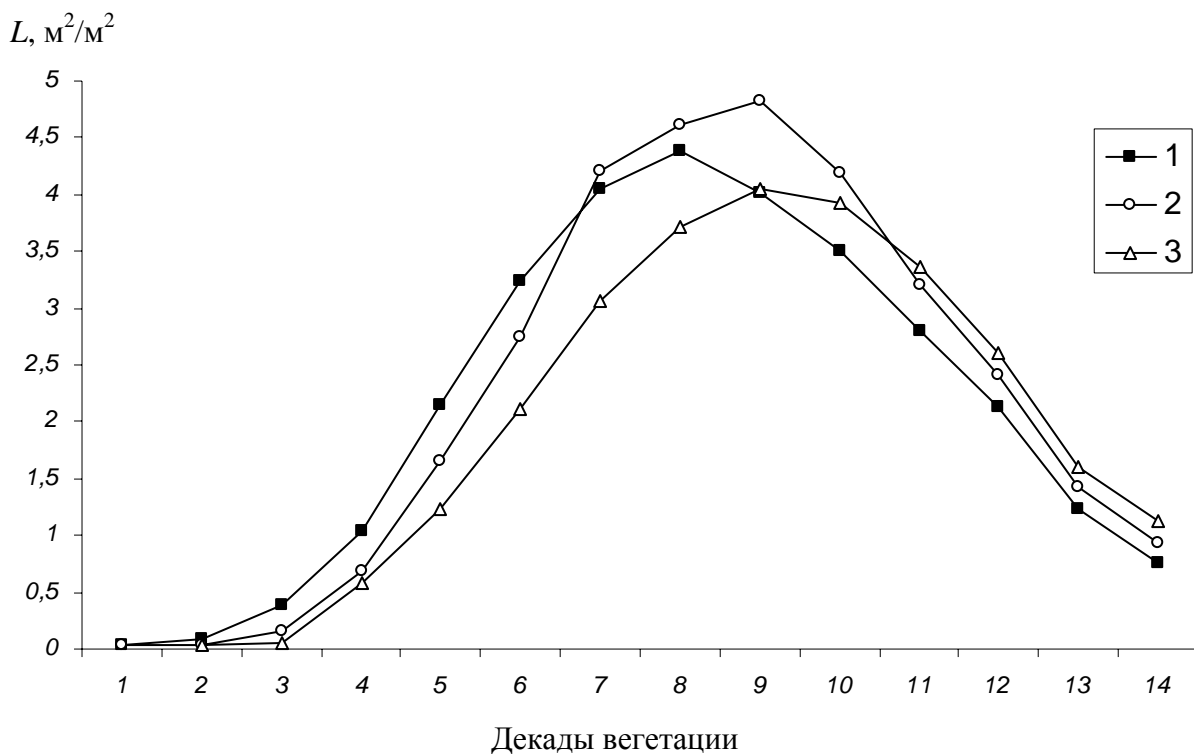
В целом же, при первом сроке сева вегетационный период сахарной свеклы составил 159 дней, развитие растений происходило медленнее. При втором и третьем сроках сева наблюдалось опережение в развитии растений порядка 10 и 20 дней.

Урожайность сельскохозяйственных растений определяется, прежде всего, размерами ассимилирующей поверхности, продолжительностью и интенсивностью ее работы [4]. При этом важное условие получения высокого урожая заключается в том, чтобы площадь листовой поверхности росла, достигала оптимальной величины наиболее быстро и долго удерживалась в активном состоянии, снабжая ассимилятами репродуктивные и запасующие органы. В конце вегетационного периода важно, чтобы

листья перемещали в репродуктивные или запасающие органы максимальное количество пластических веществ, накопившихся в структурах самих листьев [5].

Площадь листьев сахарной свеклы играет решающую роль в формировании массы корнеплодов. Листья – специализированные органы, синтезирующие сахара. Поэтому исследователи связывали величину корнеплода – органа, в котором откладываются сахара, с величиной листовой поверхности. В действительности оказалось, что коэффициент корреляции между величиной поверхности листьев и весом корня больше 0,9 [2]. Однако величина площади листовой поверхности листьев, которая является показателем фотосинтетической деятельности растения, очень изменчива и зависит от комплекса условий внешней среды, особенно от условий тепло-, влагообеспеченности и уровня минерального питания.

Динамика изменения площади листовой поверхности (L) растений сахарной свеклы по декадам представлена на рис.2. Из рис.2 видно, что в начальные периоды развития растений сроки сева незначительно влияют на формирование площади листьев сахарной свеклы. Однако, начиная со 2-3-й декады июня, которая соответствует фазе смыкания листьев в рядках, растения стали отличаться друг от друга по темпам нарастания площади ассимиляционной поверхности в зависимости от сроков сева. В конце вегетации значения площади листовой поверхности, во всех трех вариантах, становятся более близкими по значению.



1 – первый срок сева (14 апреля); 2 – второй срок сева (24 апреля); 3 – третий срок сева (4 мая)

Рис. 2 – Динамика изменения площади листовой поверхности (L) растений сахарной свеклы по декадам. Номера декад даются от 1-й декады мая.

По данным наблюдений, представленных в табл.2, интенсивное формирование площади листовой поверхности растений сахарной свеклы начинается с фазы третьей пары настоящих листьев. В фазе смыкания листьев в междурядьях площадь листовой поверхности достигла своего максимального значения и составила 4,38 м²/м² при

первом сроке сева, $4,83 \text{ м}^2/\text{м}^2$ при втором сроке сева и $4,05 \text{ м}^2/\text{м}^2$ при третьем сроке сева. В фазе размыкания рядков из-за отмирания и опадения нижних листьев величина листовой поверхности уменьшилась и составила 2,47, 2,42 и 2,99 $\text{м}^2/\text{м}^2$ соответственно. Перед уборкой величина листовой поверхности составила всего 0,76, 0,94 и 1,13 $\text{м}^2/\text{м}^2$ соответственно.

Таблица 2 - Динамика формирования площади листьев у сахарной свеклы в зависимости от сроков сева, $\text{м}^2/\text{м}^2$

Варианты опыта	Фазы развития						
	Первая пара настоящих листьев	Третья пара настоящих листьев	Пятая пара настоящих листьев	Смыкание листьев в рядках	Смыкание листьев междурядьях	Размыкание рядков	Перед уборкой
14 апреля	0,034	0,09	0,67	2,28	4,38	2,47	0,76
24 апреля	0,038	0,11	0,68	2,53	4,83	2,42	0,94
4 мая	0,032	0,06	0,58	2,15	4,05	2,99	1,13

Произведена оценка интенсивности процесса фотосинтеза путем расчета чистой продуктивности фотосинтеза (ЧПФ). С помощью ЧПФ можно оценить эффективность работы листьев. Полученные результаты представлены в табл. 3. В среднем за вегетацию наиболее высоким показателем ЧПФ отличается вариант 24 апреля – $5,7 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$, вариант 14 апреля и 4 мая – 5,1 и $4,4 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$ соответственно (табл.3).

Таблица 3 - Основные показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожайность культуры сахарной свеклы при различных сроках сева

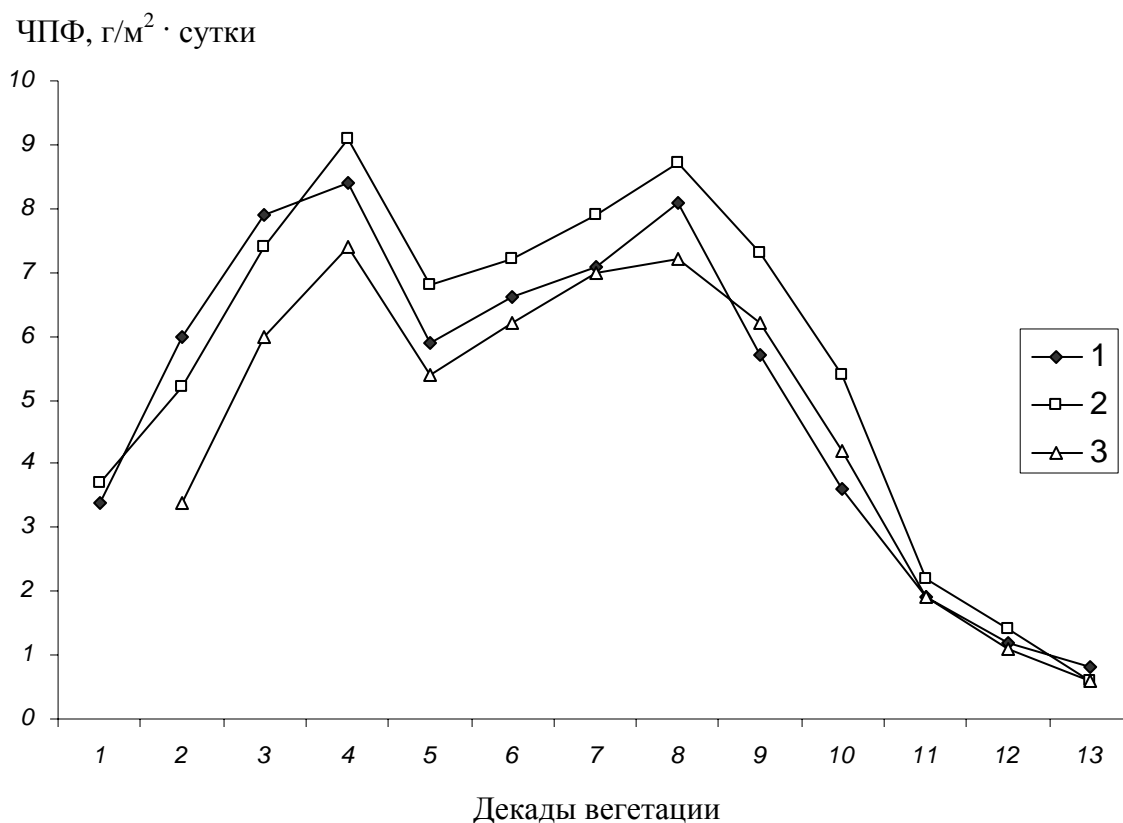
Вариант опыта	Максимальное значение чистой продуктивности фотосинтеза, $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$	Чистая продуктивность фотосинтеза в среднем за вегетацию, $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$	Максимальное значение фотосинтетического потенциала за декаду, $\text{м}^2/\text{м}^2$	Фотосинтетический потенциал за период вегетации, $\text{м}^2/\text{м}^2$	Сумма эффективных температур выше 5°C , за период вегетации	$K_{\text{хоз}}$, отн.едн.	Урожай сухой биомассы корнеплодов, ц/га	Урожай, ц/га при стандартной влажности (75%)
14 апреля	8,1	5,1	46,2	302	2269	0,87	106	306
24 апреля	8,7	5,6	52,1	311	2204	0,86	124	347
4 мая	7,2	4,7	42,7	265	2133	0,84	94	280

Как видно из рис. 3, величины ЧПФ изменяются в течение всего вегетационного периода сахарной свеклы, так как интенсивность фотосинтеза листа у сахарной свеклы определяется, прежде всего, его возрастным состоянием. Из рис.3 так же видно, что

падение и рост кривых хода ЧПФ у растений сахарной свеклы во всех трех вариантах наблюдается в одни и те же периоды. Так максимальные значения ЧПФ при всех сроках сева наблюдается в 2-й декаде июня и в течении июля.

Из рис.1 видно, что максимальные значения ЧПФ приходятся на периоды с максимальным количеством осадков. Так в 2-й декаде июня сумма осадков составила 31 мм, а сумма осадков за июль составила 93,3 мм. Средняя температура воздуха 21,6°C и 22,3°C, дефицит насыщения воздуха - 5,7 и 8,9 мб соответственно. ГТК за 2-ю декаду июня и июль было равно 1,4, что позволяет отнести данные декады к достаточно увлажненным.

Резкое уменьшение значения ЧПФ приходится на 3-ю декаду июня во всех трех вариантах – сумма осадков за данный период была равна нулю, Средняя температура воздуха за декаду составила 23,5°C, дефицит насыщения воздуха – 12,1 мб, ГТК за данную декаду 0, что позволяет отнести данную декаду к сильно засушливой. В конце вегетации также наблюдается резкое падение значений ЧПФ, но уже вследствие уменьшения площади ассимилирующей поверхности листьев.



1 – первый срок сева (14 апреля); 2 – второй срок сева (24 апреля); 3 – третий срок сева (4 мая)

Рис. 3 – Динамика чистой продуктивности фотосинтеза (ЧПФ) посевов сахарной свеклы по декадам при различных сроках сева. Номера декад даются от 2-й декады мая.

Сахарная свекла наиболее чувствительна к содержанию влаги в период со второй половины июля до конца второй декады августа – это так называемый критический период, характеризующийся усиленным ростом листьев и корнеплодов [7]. В это время расходуется 2/3 требуемой воды в связи с максимальной транспирацией и ростом корнеплодов [8]. Из выше сказанного можно сделать вывод, что данные

метеорологические условия в эти периоды (2-я декада июня и 2-3-я декады июля) были благоприятными и, соответственно, положительно отразились на значениях ЧПФ.

Для характеристики продолжительности фотосинтетической работы посевов сахарной свеклы в течение всего вегетационного периода были рассчитаны величины фотосинтетического потенциала. На величину фотосинтетического потенциала сроки сева оказали значительное влияние. Так, максимальное его значение за декаду при варианте 14 апреля составляет $46,2 \text{ м}^2/\text{м}^2$, при варианте 24 апреля – $52,1 \text{ м}^2/\text{м}^2$ и при варианте 4 мая – $42,7 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Максимальные значения фотосинтетического потенциала за весь период вегетации составляет $311 \text{ м}^2/\text{м}^2$ и соответствует сроку сева 24 апреля. При сроке сева 14 апреля и 4 мая значения фотосинтетического потенциала за весь период вегетации составили 302 и $265 \text{ м}^2/\text{м}^2$ соответственно. Сумма эффективных температур выше 5°C , за период вегетации составила при сроке сева 14 апреля 2269°C , при втором и первом варианте 2204°C и 2133°C соответственно.

По мере развития растений содержание сухого вещества в корнеплодах увеличивается и достигает максимума в период технической спелости, перед уборкой. Наибольшая сухая биомасса формировалась на апрельских посевах, которая перед уборкой составила 141 ц/га (14 апреля) и 159 ц/га (24 апреля), что на 30 и 48 ц/га больше, чем на посевах последнего срока.

Наибольший урожай (306 и 347 ц/га) корнеплодов был получен при раннем и среднем сроках сева - 14 и 24 апреля. При сроке сева 4 мая урожай корнеплодов был значительно ниже и составил 280 ц/га.

Важным показателем продуктивности посевов сельскохозяйственных культур является коэффициент хозяйственной эффективности урожая $K_{\text{хоз}}$, выражающий отношение количества сухой фитомассы хозяйственной части урожая (корнеплоды) к массе общей сухой фитомассы [6]. При всех трех вариантах сроков сева значения $K_{\text{хоз}}$ были близкими – 0,84-0,87 отн.ед., что говорит о том, что в период вегетации условия для произрастания сахарной свеклы были относительно благоприятными для формирования высокой урожайности данной культуры.

Выводы. На основании результатов опыта по изучению приемов возделывания сахарной свеклы с различными сроками сева в условиях Одесской области можно сделать следующие выводы:

1. Оптимальным сроком сева сахарной свеклы в условиях Одесской области является период с 14 по 24 апреля. Среднедекадная температура за этот период составила $11,5^\circ\text{C}$, сумма осадков – 26,9 мм, дефицит насыщения воздуха – 2,5 мб, число часов солнечного сияния – 4,4 часов. Вегетационный период сахарной свеклы продолжается от 149 до 159 дней в зависимости от сроков сева.

При позднем севе (4 мая) развитие сахарной свеклы ускоряется по сравнению с первым сроком (14 апреля) на 20 дней. Среднедекадная температура за этот период составила $12,8^\circ\text{C}$, сумма осадков – 6,4 мм, дефицит насыщения воздуха – 3,9 мб, число часов солнечного сияния – 7,7 часов. Вегетационный период сахарной свеклы составил 139 дней.

2. Наибольшая масса растений сахарной свеклы формируется перед уборкой. При втором сроке сева урожай корнеплодов достиг максимального уровня по данному опыту – 347 ц/га.

3. Интенсивный прирост листовой поверхности сахарной свеклы наблюдался с фазы смыкания рядков, и в фазе смыкания междурядий площадь достигала максимального значения в пределах каждого из вариантов. Самая большая площадь листьев ($4,83 \text{ м}^2/\text{м}^2$) сформировалась при сроке сева 24 апреля.

4. На апрельских посевах чистая продуктивность фотосинтеза в среднем за вегетацию сахарной свеклы составила 5,1 (14 апреля) и 5,7 (24 апреля) $\text{г}/\text{м}^2\cdot\text{сутки}$,

минимальное ее значение соответствует третьему сроку сева (4 мая) и составляет 4,7 г/м²·сутки. Максимальное значение ЧПФ составляет 8,7 г/м²·сутки и соответствует варианту сева 24 апреля. Фотосинтетический потенциал за период вегетации при втором сроке сева (24 апреля) – 311 м²/м², что также является максимальным значением при всех сроках сева.

5. Содержание сухого вещества в корнеплодах сахарной свеклы также колеблется в зависимости от сроков сева. Максимум накопления сухих веществ отмечался при втором сроке сева 24 апреля, который перед уборкой составил 124 ц/га. Чуть меньше – 106 ц/га сухого вещества перед уборкой приходится на первый срок сева (14 апреля). При севе 4 мая содержание сухого вещества в корнеплодах перед уборкой составляло 94 ц/га.

Список литературы

1. Бузанов И.Ф. и др. Сахарная свекла. - М.: Сельхозиздат, 1963. - 215 с.
2. Частная физиология полевых культур/Под ред. Е.И. Кошкина. - М.:КолосС, 2005.– 344с.
3. Востроухин Н.П. Земледелие и свекловодство (Стационарные опыты 1957 – 2006 гг.). – Минск: Белорусская наука, 2009. -543с.
4. Будаговский П.И., Росс Ю.К. Основы количественной теории фотосинтетической деятельности посевов // Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. – М.: Наука, 1966. – С. 51-58.
5. Нечипорович А.А. Фотосинтез и теория получения высоких урожаев//Тимирязевские чтения. – М.: Изд. АН СССР, 1956. – Т. 15. – С. 1-94.
6. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. – С.-П.: Гидрометеиздат, 1992. – 424с.
7. Сахарная свекла (Выращивание, уборка, хранение)/Д.Шпаар, Д.Дрегер, А.Захаренко: Под общ. ред. Д.Шпаара. – М.: ИД ООО «DLV Агрордело», 2006. – 315с.
8. Физиология сельскохозяйственных растений. 12 т./ Московский Университет.- М., 1968. – Т.7 – 426 с.

Вплив строків сівби на ріст, розвиток і формування врожайності цукрового буряку.

Костюкєвич Т.К.

В роботі розглядається вплив різних строків сівби на зростання, розвиток і формування врожайності цукрового буряку. Дається порівняльна кількісна оцінка по фотосинтетичній діяльності рослин в посівах і тривалості основних міжфазних періодів у цукрового буряку.

Ключові слова: цукровий буряк, строки сівби, фази розвитку, фотосинтетичний потенціал, чиста продуктивність фотосинтезу, площа листа.

Influence of terms of sowing on growth, development and forming of productivity of sugar beet.

Kostiykevych T.K.

In work the influence of different terms of sowing on growth, development and forming of productivity of sugar beet is examined. Comparative quantitative estimation on photosynthetic activity of plants in sowing and duration of basic interphase periods at a sugar beet is given.

Keywords: sugar beet, terms of sowing, phase of development, photosynthetic potential, clean productivity of photosynthesis, leaves square.

О.В. Вольвач, к.геогр.н., **О.О. Дронова**, к.геогр.н., **О.Л. Жигайло**, к.геогр.н.
Одеський державний екологічний університет

ДИНАМІЧНА МОДЕЛЬ ВОДНОГО РЕЖИМУ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

Розглядається математична модель моніторингу умов зволоження сільськогосподарських угідь. За допомогою моделі дається кількісна оцінка впливу умов зволоження ґрунту на продуктивність озимої пшениці та кукурудзи на зерно в Одеській області.

Ключові слова: *математична модель, водний режим, ґрунт, богара, зрошення, урожайність*

Постанова проблеми. Основні райони родючих чорноземних ґрунтів в Україні розташовані у зонах нестійкого та недостатнього зволоження. Це обумовлює можливість виникнення таких несприятливих для сільського господарства явищ, як атмосферні та ґрунтові посухи, суховії та ін. Дані про урожайність сільськогосподарських культур на території держави показують її значну залежність від умов зволоження.

Ґрунтова волога є одним з найважливіших факторів, що визначають продуктивність агроєкосистем та умови обробки сільськогосподарських полів. Волога у зоні аерації – це основне джерело вологозабезпечення агроценозу.

Всі процеси, які відбуваються у ґрунті, в рослинному покриві і в атмосфері взаємопов'язані та взаємозумовлені. Тому ґрунт, рослини і атмосферу треба розглядати та описувати, тобто представляти як єдину математичну модель триланцюгової системи ґрунт-рослина-атмосфера (ГРА), у якій теплові та вологообмінні процеси є одним цілим. Випарування з ґрунту, транспірація, а також вологість ґрунту в цілому повинні бути складовими частинами цієї математичної моделі.

Основна мета досліджень. Розробити математичну модель, яка дозволить проводити моніторинг динаміки запасів продуктивної вологи в ґрунті (в метровому шарі по 10-ти см шарах) залежно від погодних умов певного року, а також від режиму зрошування сільськогосподарських культур.

Матеріали та методи дослідження.

Процес формування врожаю є складною сукупністю багатьох фізіологічних процесів, інтенсивність яких визначається біологічними особливостями рослин, факторами навколишнього середовища, взаємозв'язком між самими процесами.

Структура моделі визначається, виходячи із закономірностей формування гідрометеорологічного режиму у системі ґрунт – рослина – атмосфера і біологічних уявлень про ріст і розвиток сільськогосподарських культур під впливом чинників зовнішнього середовища. В основі моделі лежить система рівнянь радіаційного, теплового і водного балансів, балансу біомаси (вуглеводів та азоту) у рослинному покриві.

Основні концептуальні положення такі:

– ріст і розвиток рослин визначається генотипом і чинниками зовнішнього середовища;

– моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продуктів фотосинтезу і поглинутих елементів мінерального живлення з урахуванням потреб для росту в асимілятах надземної і підземної частин рослин;

– моделюються радіаційний, тепловий і водний режими системи ґрунт – рослина – атмосфера;

– моделюється трансформація форм азоту в ґрунті та азотне живлення рослин;
 – моделюється гідроліз рослинної тканини при старінні рослин і в стресових умовах, а також перетікання продуктів гідролізу з листя, стебел, коренів у репродуктивні органи;

– моделюється вплив агрометеорологічних умов в основні міжфазні періоди сільськогосподарських культур на формування врожаю, втрати врожаю за рахунок засухи, а для зернових колосових культур – полягання посівів і "стікання" зерна.

Модель складається з 7 блоків (рис. 1).

Блок фотосинтезу. Фотосинтез розраховується за формулою

$$\Phi_0^j = \frac{k \cdot b \cdot I^j}{k + b \cdot I^j}, \quad (1)$$

де Φ_0^j – інтенсивність фотосинтезу за оптимальних умов теплоти і вологозабезпеченості в реальних умовах освітлення, $\text{мгСО}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{г})$; k – інтенсивність фотосинтезу при світловому насиченні та нормальній концентрації СО_2 , $\text{мгСО}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{г})$; b – початковий нахил світлової кривої фотосинтезу, $\text{мгСО}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{г})$; I – інтенсивність фотосинтетичної активної радіації (ФАР) всередині посіву, $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв})$; j – номер кроку розрахункового періоду.

Для розрахунку фотосинтезу в онтогенезі в реальних умовах середовища, які відрізняються від біологічно оптимальних, використовується вираз

$$\Phi_\tau^j = \Phi_0^j \cdot \alpha_\phi^j \cdot \psi_\phi^j \cdot \gamma_\phi^j, \quad (2)$$

$$\Phi_\tau^j = \alpha_\phi^j \Phi_0^j \frac{E^j}{E_0^j} \psi_\phi^j,$$

де Φ_τ^j – інтенсивність фотосинтезу в реальних умовах середовища, $\text{мгСО}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{г})$;

α_ϕ^j – онтогенетична крива фотосинтезу; ψ_ϕ^j , γ_ϕ^j – функції впливу факторів зовнішнього середовища, які представляють собою одновершинні криві.

Функції α_ϕ^j , ψ_ϕ^j , γ_ϕ^j – нормовані та змінюються від 0 до 1.

Сумарний фотосинтез посіву за світлу пору доби розраховується за формулою

$$\Phi^j = \varepsilon \Phi_\tau^j L^j \tau_g^j, \quad (3)$$

де Φ – денний фотосинтез посіву на одиницю площі, $\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{день})$; $\varepsilon = 0,68$ – коефіцієнт ефективності фотосинтезу; L – площа листя $\text{м}^2/\text{м}^2$; τ – тривалість дня, год.

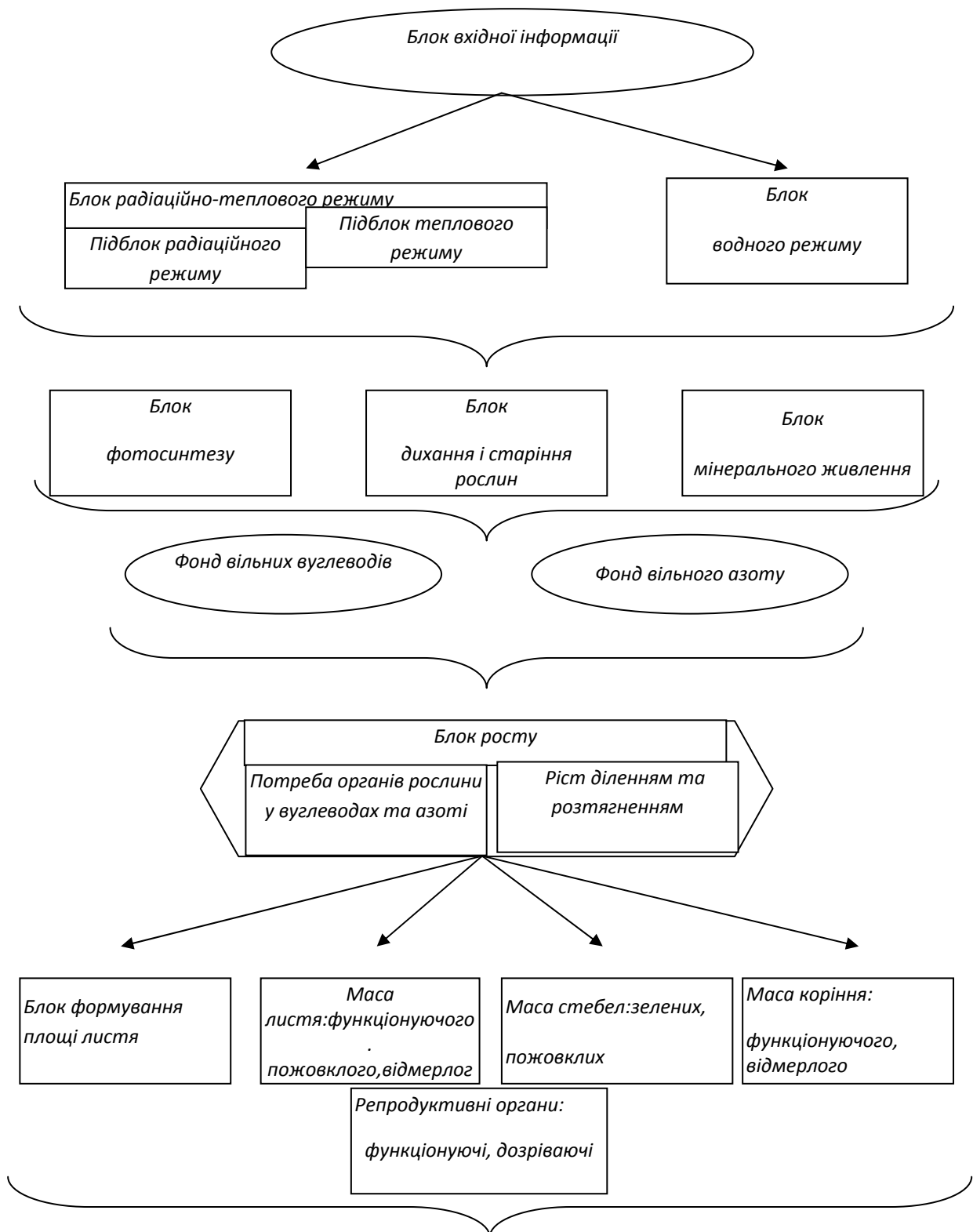


Рис. 1 – Блок – схема динамічної моделі водного режиму сільськогосподарських культур.

Блок дихання. На відміну від процесу фотосинтезу здатність до дихального газообміну мають всі органи рослини. Витрати на дихання, пов'язане з підтримкою структурної організації тканин, і на дихання, пов'язане з переміщенням речовин, фотосинтезом та створенням нових структурних одиниць, визначаються з рівняння

$$R^j = \alpha_R^j (c_1 M^j + c_2 \Phi^j), \quad (4)$$

де R – витрати на дихання, г/м²; α_R – онтогенетична крива дихання; c_1 – коефіцієнт, який характеризує витрати на підтримку структури; M – суха біомаса посіву, г/м²; c_2 – коефіцієнт, який характеризує витрати, пов'язані з переміщенням речовин, фотосинтезом і створенням нових структурних одиниць; j – порядковий номер декади розрахунку.

Блок росту. Приріст біомаси посіву визначається залишком між сумарним фотосинтезом посіву та витратами на дихання

$$\Delta M^j = \Phi^j - R^j. \quad (5)$$

Для опису росту окремих органів рослин використовуються ростові рівняння у модифікованому вигляді, запропоновані Ю.К. Россом:

$$\begin{aligned} m_i^{j+1} &= m_i^j + (\beta_i^j \Delta M^j - v_i^j m_i^j), \\ m_p^{j+1} &= m_p^j + (\beta_p^j \Delta M^j + \sum_i^{l,s,r} v_i^j m_i^j), \end{aligned} \quad (6)$$

Зростання площі листа посіву визначається при позитивному прирості біомаси листа з формули

$$L^{j+1} = L^j + \Delta m_l \frac{1}{z}, \quad (7)$$

де z – питома поверхнева площа листа, г/м².

При від'ємному прирості біомаси листа для опису росту асимілюючої поверхні вживається співвідношення

$$L^{j+1} = L^j - \Delta m_i \frac{1}{z} \cdot \frac{1}{k_c}, \quad (8)$$

де $k_c = 0,3$ – параметр, який характеризує критичну величину зменшення живої біомаси листа, при якій починається відмирання її.

Блок водного режиму посівів. Для визначення профілю водного режиму нами було прийнято, що зона розповсюдження коренів розділяється на десять шарів. Також виділений 11-й шар (100 – 110 см). Вологість в цьому шарі береться постійною та задається у вигляді константи. До основи моделювання водного режиму посівів, як відзначалося раніше, покладено схему водного балансу у різних шарах ґрунту. Виходячи з припущення, що глибина проникнення коренем зернових культур, як правило, не перевищує 1 метр, пропонується розділити ґрунт на десять шарів (по десять сантиметрів). Рівняння водного балансу для кожного з них можна записати як

$$W_i^{j+1} = W_i^j + \sigma_i R_{in}^j - \sigma_i E^j - TR_i^j + q_{i-1}^j - q_i^j, \quad (9)$$

де W_i^{j+1} і W_i^j - відповідно вологозапаси в $j+1$ -ому і j -тому моментах часу, R_{in}^j - кількість опадів, поглинених ґрунтом, E^j - кількість вологи, що випаровується з поверхні ґрунту, TR_i^j - витрати води на транспірацію з i -го шару ґрунту, q_{i-1}^j і q_i^j - кількість води, що пройшла через верхню та нижню межу шару відповідно, σ_i - логістична змінна, яка дорівнює 1 для самого верхнього шару і 0 для всіх інших.

Для розрахунку потоку вологи через границі шару використовується кінцево-різницева рівняння

$$q_i^j = K_i^j K_{i+1}^j \left[\frac{\psi_{S_{i+1}} - \psi_{S_i}}{h_S} + 1 \right], \quad (10)$$

де ψ_S - водний потенціал, K - вологопровідність ґрунту, h_S - крок сітки.

Для розрахунків тиску ґрунтової вологи у діапазоні від вологості в'янення до повної вологоємності, згідно з [9] використовують емпіричну залежність

$$\psi_{S_i}^j = \psi_0 \exp \left[-7,76 \frac{W_i^j - W_i^{BB}}{W_i^{ПВ} - W_i^{B3}} \right], \quad (11)$$

де $\psi_{S_i}^j$ - потенціал ґрунтової вологи, ψ_0 - максимальний потенціал ґрунтової вологи.

Гідравлічна провідність розраховується за виразом

$$K_i^j = \tilde{K}_{0i} \left[\frac{W_i^j - W_i^{BB}}{W_i^{ПВ} - W_i^{BB}} \right]^f, \quad (12)$$

де

$$\tilde{K}_{0i} = \frac{K_0 [0,01 W_i^{ПВ}]^3}{[W_i^{BB}]^2 [1 - 0,01 W_i^{ПВ}]^2}, \quad (13)$$

де K_0 - емпіричний параметр, який залежить від типу ґрунту, W_i^{BB} - вологість в'янення i -того шару, $W_i^{ПВ}$ - повна вологоємність, W_i^j - фактична вологість ґрунту.

В рівняння (9) також входить кількість опадів, що випали на сільськогосподарське поле. Але при наявності рослинності не вся сума опадів доходить до ґрунту, частка їх використовується на промочування посіву. Для врахування цього процесу вводиться поняття ефективних опадів. Якщо кількість ефективних опадів ненульова, то кількість опадів, поглинених ґрунтом, розраховується як

$$R_{ef} = R_i^j \left[1 - \left[1 - \frac{[W_{50}^{ПВ} - W_{50}^j]^a}{[W_{50}^{ПВ} - W_{50}^{BB}]^a} \right]^6 \right], \quad (14)$$

де $W_{50}^{ПВ}$, W_{50}^{BB} - вологозапаси, що відповідають повній вологоємності і вологості в'янення у верхньому 50-сантиметровому шарі ґрунту, W_{50}^j - поточні вологозапаси.

Випарування з поверхні ґрунту залежить від насичення вологою верхнього шару ґрунту, від температури поверхні ґрунту, яка в свою чергу залежить від характеристик рослинного покриву, від дефіциту вологості повітря у рослинній товщі та від швидкості вітру. Витрати води на транспірацію розраховуються за формулою

$$TR^j = [1 - \exp(-0,412LL)]E_0^j, \quad (15)$$

де TR^j - витрати води на транспірацію, E_0 - випарованість з поверхні ґрунту, LL – відносна площа листя.

Випаровуваність з поверхні ґрунту розраховується за формулою

$$E_0^j = \varepsilon_0 d^j, \quad (16)$$

де ε_0 - емпіричний параметр.

Блок радіаційно-теплого режиму. Поглинена посівом ФАР обчислюється за формулою

$$I^j = \frac{I_0^j}{1 + CL}, \quad (17)$$

де I_0^j – поглинена сонячна радіація, кал/(см²/хв); $C = 0,5$ – емпірична стала величина; L – площа листя, м²/м².

Потік ФАР на верхню межу посіву визначається з формули

$$I_0^j = \frac{0,5Q^j}{60\tau_g}, \quad (18)$$

де Q – сумарна сонячна радіація, кал/ (см²/д).

Сумарна сонячна радіація розраховується з формули С.І. Сівкова

$$Q^j = 12,66(S^j)^{1,31} + 315(\sin h_0^j)^{2,1}, \quad (19)$$

де S – тривалість сонячного саява, год; h_0 - полуденна висота Сонця.

Середня за світлу пору доби температура повітря розраховується за формулою

$$T_g = a_1 T_{\max} + a_0, \quad (20)$$

де T_g , T_{\max} – відповідно середня за день та максимальна температура повітря;

a_0 , a_1 – емпіричні коефіцієнти.

Модель «Моніторинг умов зволоження сільськогосподарських угідь (MUUSU)», описана вище, дозволяє кількісно оцінити вплив умов зволоження ґрунту на продуктивність зернових культур (озима пшениця та кукурудза).

Задача оцінки впливу зволоження ґрунту на продуктивність озимої пшениці та кукурудзи на зерно вирішується в двох напрямках:

- 1) Оцінка умов зволоження ґрунту під зерновими культурами, що вирощуються на богарі. Розглянуті три сценарії умов зволоження ґрунту (табл. 1 і 2):
 - рік-аналог середньобагаторічному;
 - сухий 1999 рік;
 - вологий 1997 рік;
- 2) Оцінка умов зволоження ґрунту під зерновими культурами, що вирощуються на зрошенні. Розглянуті шість варіантів зрошувальної норми від мінімально

(500 м³/га) до максимально (3000 м³/га) можливої, з інтервалом 500 м³/га (табл.3).

Перший напрямок. Були проведені розрахунки для озимої пшениці, що вирощується в богарних умовах Одеської області (табл.1)

Таблиця 1 – Вплив умов зволоження ґрунту на урожайність озимої пшениці. Одеська область

Рік	Показники				
	Опади, мм	Сумарне випаровування, мм	Випаровуваність, мм	Вологозабезпеченість, %	Урожай, ц/га
рік-аналог середньобагаторічному	157	184	453	75	35
сухий 1999 рік	75	156	453	51	25
вологий 1997 рік	236	192	453	94	42

З табл. 1 видно, що вологопотреба (випаровуваність) озимої пшениці в рік-аналог середньобагаторічному дорівнює 453 мм. Фактична вологозабезпеченість визначається кількісними показниками: сумарним випаровуванням (випаровування з поверхні ґрунту та транспірація рослин пшениці) - 184 мм; опадами, які за весняно-літню вегетацію становлять 157 мм. Такий режим зволоження дозволяє сформувати урожай до 35 ц/га. В сухий рік вологозабезпеченість становить лише 51 %, тому урожайність зменшується до 25 ц/га. У вологому році вологозабезпеченість – 94 %, урожай зростає до 42 ц/га.

У табл. 2 наведені результати розрахунків для кукурудзи на зерно, яка вирощується на богарі в межах Одеської області. З таблиці видно, що тільки в вологий рік вологозабезпеченість кукурудзи можливо охарактеризувати як добру (84%), у середньобагаторічний вона задовільна (70%), в сухий рік – незадовільна (46%). При недостатніх умовах зволоження формується урожай кукурудзи нижче потенційно можливого (70-75 ц/га).

Таблиця 2 – Вплив умов зволоження ґрунту на урожай кукурудзи на зерно. Одеська область

№ п/п	Показники	Рік		
		рік-аналог середньобагаторічному	сухий 1999 рік	вологий 1997 рік
1	Опади, мм	168	81	248
2	Сумарне випаровування, мм	208	186	232
3	Випаровуваність, мм	573	573	573
4	Вологозабезпеченість, %	70%	46%	84%
5	Урожай, ц/га	49	35	67

Для одержання стабільних урожаїв зернових культур на Одещині потрібно використовувати зрошення.

Другий напрямок. За допомогою моделі була дана кількісна оцінка впливу умов зволоження ґрунту на продуктивність озимої пшениці та кукурудзи на зерно в умовах зрошення (табл.3).

Таблиця 3 – Вплив зрошувальної норми на урожай зернових культур

Культура	Зрошувальна норма, м ³ /га						
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000
У р о ж а й , ц / г а							
Озима пшениця	35	37	40	41	42	44	43
Кукурудза на зерно	49	56	64	67	70	72	70

Аналіз одержаних даних показав, що збільшення зрошувальної норми з 500 до 2500 м³/га обумовлює ріст урожаю. При зрошувальній нормі 2500 м³/га урожайність озимої пшениці зростає на 25 % у порівнянні з урожаєм на богарі, кукурудзи на зерно - практично у два рази. При зрошувальній нормі 3000 м³/га урожай знижується. Перезволоження зернових культур так же небажано, як і дефіцит вологи.

Висновки. Динамічна модель водного режиму сільськогосподарських культур дозволяє виконувати моніторинг і оцінювати продуктивність урожаю зернових культур. За допомогою цієї моделі можливо проводити оптимізацію водного режиму з урахуванням погодних умов конкретного року і зрошувальних норм, які можливо регулювати в залежності від умов природного зволоження.

Список літератури

1. *Полевой А.Н.* Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат. – 1983. - 175 с.
2. *Бойко А.П., Сиротенко О.Д.* Моделирование энерго- и массообмена системы почва-растение-атмосфера при недостатке почвенной влаги // Труды ВНИИСХМ. – 1985. – Вып. 10. – С. 3-26.
3. *Сиротенко О.Д.* Математическое моделирование водно-теплого режима и продуктивности агроэкосистем. – Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 168 с.
4. *Сиротенко О.Д., Мокиевский В.М.* Параметризованная модель водно-теплого режима агроэкосистемы для расчета суммарного испарения в задачах нормирования орошения // Труды ВНИИСХМ. – 1990. – Вып. 26. – С. 12-21.
5. *Полевой А.Н., Хохленко Т.Н.* Моделирование формирования урожая сельскохозяйственных культур в условиях орошения черноземов придунайской провинции. // Почвоведение. – 1995. - № 12. – С. 1518-1524.

Динамическая модель водного режима сельскохозяйственных культур.

Вольвач О.В., Дронова Е.А., Жигайло Е.Л.

Рассматривается математическая модель мониторинга условий увлажнения сельскохозяйственных угодий. С помощью модели дается количественная оценка влияния условий увлажнения почвы на продуктивность озимой пшеницы и кукурузы на зерно в Одесской области.

Ключевые слова: математическая модель, водный режим, почва, богара, орошение, урожайность.

A dynamic model of the water regime of agricultural crops. **Volvach O. V., Dronova E.A., Zhigaylo E.L.**

It is considered a mathematical model for monitoring moisture conditions of agricultural land. The model quantifies the influence of soil moisture conditions on the productivity of winter wheat and corn for grain in the Odessa region.

Key words: mathematical model, the water regime, soil, non-irrigated fields, irrigation, crop yields.

Н.В. Сиряк, ас.

Одесский государственный экологический университет

ДИНАМИКА ФОТОСИНТЕТИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ КУЛЬТУРЫ ПРОСА

Показана динамика нарастания площади листов проса по межфазным периодам развития растений. Определено чистую продуктивность фотосинтеза растений проса по межфазным периодам развития. Установлено зависимость фотосинтетической продуктивности растений проса от размеров листовой поверхности.

Ключевые слова: просо, площадь листьев, фотосинтез, чистая продуктивность фотосинтеза, межфазные периоды.

Введение. Просо – культура засухоустойчивая, короткого светового дня, быстро вегетирует. И поэтому его высевают на юге часто, как повторную (пожнивную) культуру. Его засухоустойчивость и жаростойкость позволяют формировать неплохой урожай в условиях, когда другие культуры погибают от засухи или дают крайне низкие урожаи. Просо – страховая культура. Даже в неблагоприятные годы урожайность проса была 10 и более ц/га [1].

Главным фактором урожайности растений является фотосинтез, на долю которого приходится до 95 % всей накопительной в растении энергии. В то же время фотосинтез листьев является главным физиологическим показателем, по которому можно судить о норме реакции на разные условия окружающей среды, а также на реакцию агротехнических приемов выращивания той или иной культуры.

Поскольку просо является культурой, которая по нынешним экстремальным погодным условиям часто стает страховой для пересева, как озимых, так и ранних зерновых, то исследования фотосинтеза, в частности ее чистой продуктивности является очень актуальным вопросом. Чистая продуктивность фотосинтеза находится в прямой зависимости от урожайности, что позволяет установить потенциал продуктивности у соответствующих условиях выращивания.

Получение высоких, запланированных урожаев проса, выдвигает условия к формированию оптимальной площади листьев как основного органа фотосинтеза, из-за которого растение проявляет свои потенциальные возможности.

Тимирязев К.А. писал, что зеленый лист или точнее, микроскопическое зеленое зерно хлорофилла есть фокусом, точкой в мировом пространстве, в которую из одного конца течет энергия солнца, а с другого – берут начало все проявления жизни на Земле [2].

Фотосинтез – основной процесс жизнедеятельности растений, тесно связанный с минеральным питанием и потреблением воды. Основным результатом фотосинтеза – аккумуляция солнечной энергии в виде органического вещества. Зеленые растения осуществляют процесс обновления биосферы Земли, включающий регенерацию кислорода, связывание углекислого газа, образование органической массы, пополнение энергетического потенциала земли.

Просо как представитель культур типа C_4 обладает очень высокой продуктивностью и повышенной устойчивостью к воздействию неблагоприятных условий среды обитания и представляет несомненный интерес в изучении фотосинтетической деятельности [3–5].

Материалы и методы исследований. Полевой эксперимент проводился в 2008 году. В течение 2008 года проводилась обработка методики определения ряда биометрических параметров растительного покрова. В качестве опытной культуры

было выбрано просо, районирование в степной зоне Украины. Программа полевого опыта наряду со стандартными метео- и агрометеорологическими наблюдениями, включала в себя проведение ряда специфических биометрических наблюдений. Сухая масса растений определялась еженедельно, начиная с даты всходов проса. Для этого в четырех местах участков трех кратной повторности выкапывались по 20 растений. Отбирались растительные пробы и после этого у растений отрезались корни и отделялась мертвая масса, в которую входят отмершие части растений: сухие листья с влагалищами или их усохшие части, отмершие побеги и стебли. Взвешивалась мертвая и общая живая масса пробы. Умножением этих величин на густоту определялись живая и мертвая сырая масса на 1 м^2 посева. На трех участках (ранний, средний, поздний) производился детальный разбор растительной пробы на фитоэлементы: листья, стебли, метелки. Определение процента сухого вещества в отдельных фитоэлементах пробы производилось путем высушивания небольшой навески (не менее 20 г) фитоэлементов до абсолютного сухого состояния. Сушка проб проводилась в течение первого часа при температуре $100-105 \text{ }^\circ\text{C}$, а в дальнейшем – при $70-80 \text{ }^\circ\text{C}$ и продолжалась до того момента, когда масса при последующем взвешивании меняется не более чем на 0,1 г. Процент сухого вещества рассчитывался путем деления сухой массы элемента на сырую массу. Расчет сухой массы элемента в г на единицу площади посева производился путем умножения сырой массы элемента в г на 1 м^2 посева на процент сухого вещества в нем [6].

Площадь ассимилирующей поверхности листьев определялась с помощью весового метода [7]. С помощью метода высечек определялась удельная поверхностная площадь листьев (σ_l): у листа отсекались основание и кончик (приблизительно $1/6$ части от длины листа), затем измерялась его длина по жилке l_l ширина в средней части d_l . Площадь прямоугольной или трапециевидной высечки S_l определялась по формуле

$$S_l = l_l \cdot d_l.$$

Для определения σ_l размер пробы должен составлять не менее 40 высечек. Сразу после взятия высечки взвешивались, σ_l рассчитывалась по формуле

$$\sigma_l = \frac{m_{40l}}{\sum_{n=1} S_l},$$

где m_{40l} - масса 40 высечек, г.

Площадь ассимилирующей поверхности листьев на единице площади посева L рассчитывалась путем деления массы листьев на единице площади m_l на σ_l

$$L = \frac{m_l}{\sigma_l}.$$

Чистая продуктивность фотосинтеза (ЧПФ) характеризует интенсивность фотосинтеза посева и представляет собой количество сухой массы растений в граммах, которое синтезирует 1 м^2 листовой поверхности за сутки.

Чистую продуктивность фотосинтеза рассчитывали по выражению

$$\text{ЧПФ} = \frac{Uc_1 - Uc_2}{0,5(L_1 + L_2)T},$$

где Uc_1 и Uc_2 – биомасса растений в изучаемые стадии развития, ц/га [8].

Фотосинтетический потенциал посевов проса тесно связан как с площадью листовой поверхности, так и с продолжительностью тех или иных фенологических фаз:

чем более продолжительный период времени листовая поверхность растений остается в функциональном состоянии, тем выше темпы продукционных процессов в растении. По мнению А. А. Ничипоровича, ФП должен составлять не менее 2 млн м²/га в сутки в расчете на каждые 100 дней фактической вегетации [9].

Фотосинтетический потенциал определяется следующим образом

$$ФП = \frac{Л_1 + Л_2}{2} T,$$

где $Л_1$ и $Л_2$ – площадь листовой поверхности в определяемые стадии развития, тыс. м²/га; T – длительность межфазного периода, дни;

В данной статье перед нами ставится задача количественно оценить влияние различных сроков сева на формирование площади листьев.

Результаты следования и их анализ. Опыты проводились на наблюдательных участках учебной агрометеорологической лаборатории Одесского государственного экологического университета (АМЛ, ОГЭКУ) в с. Черноморка.

В 2008 году даты сева проса наблюдались 24.04 (ранний), 4.05 (средний) и 14.05 (поздний), а даты созревания соответственно 24.07, 6.08 и 26.08. Продолжительность вегетационного периода – 96 дней (ранний), 94 дня (средний) и 104 дня (поздний).

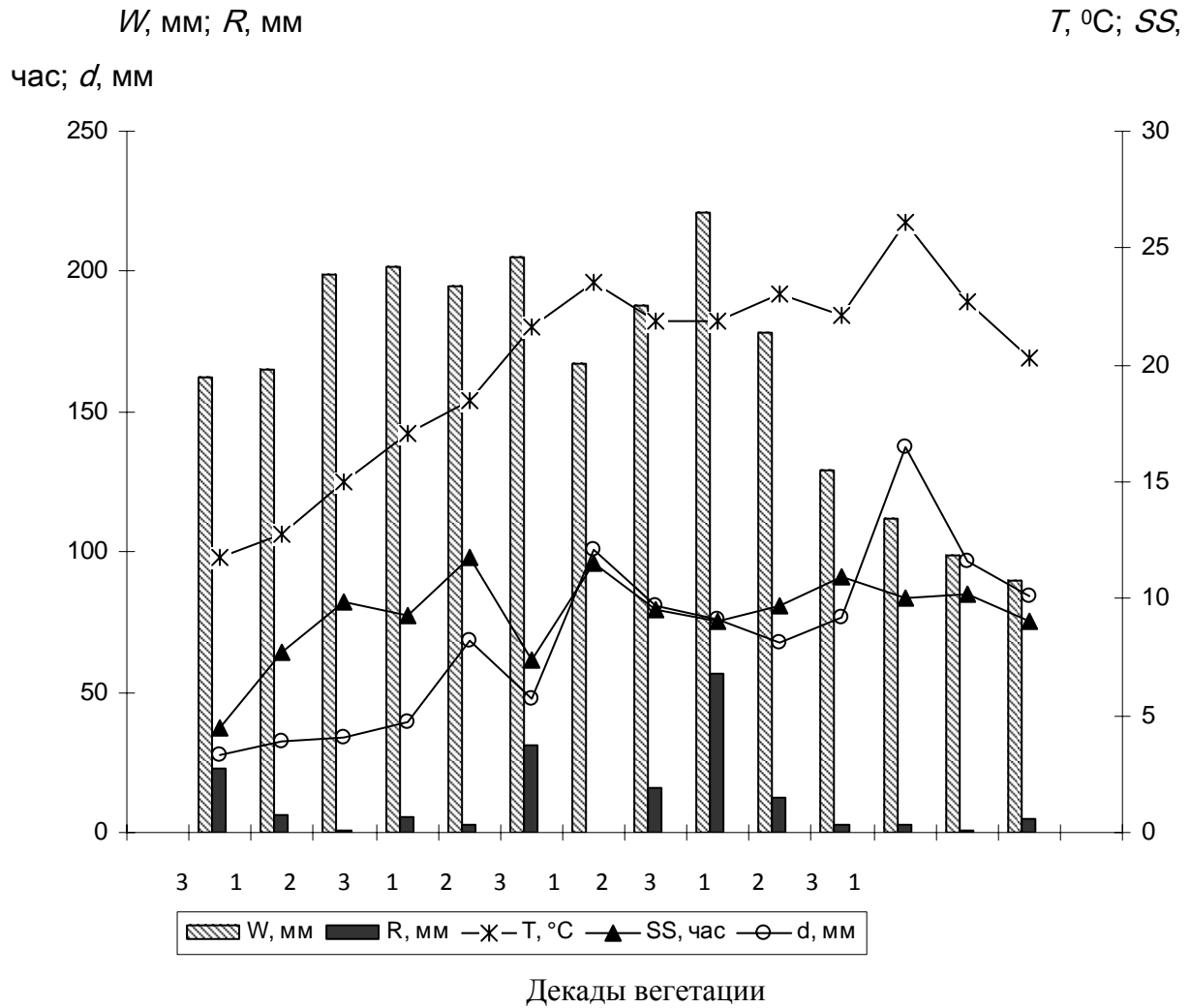
Метеорологические условия данного года были благоприятными для выращивания проса. Нумерация декад начинается с третьей декады апреля. Так на дату сева температура воздуха составила 11,8 °С, (ранний срок), 12,8 °С (средний) и 15,0 °С (поздний). Осадки соответственно составили 22,8 мм, 6,4 мм и 0,8 мм (рис. 1). Запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-100 см при раннем сроке на дату сева составили 162 мм, при среднем - 165 мм и при позднем – 199 мм. Дефицит насыщения влажности воздуха составил 3,3 мм (ранний), 3,9 мм (средний) и 4,1 мм (поздний). Число часов солнечного сияния за период вегетации проса при раннем сроке в среднем 4,5, средний - 7,7, поздний – 9,9.

На конец вегетации при раннем сроке температура воздуха составила 23,0 °С, при среднем – 22,1 °С и 22,7 °С при позднем сроке. Осадки 12,7 мм (средний), 3,0 мм (средний), 0,5 мм (поздний). Запасы продуктивной влаги соответственно – 178 мм, 129 мм и 99 мм. Дефицит насыщения воздуха на дату созревания составил – 8,1 мм (ранний), 9,2 мм (средний), 11,6 мм (поздний). Число часов солнечного сияния – 9,7 при раннем сроке, 10,9 при среднем и 10,2 при позднем сроке.

В течении вегетации максимальных значений температура воздуха достигла в третьей декаде июня и составила 23,5 °С. Сума осадков за весь период вегетации составила 155 мм (ранний), 135 мм (средний), 131 мм (поздний). Запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-100 см в течении вегетации в среднем составили 188 мм, 201 мм и 193 мм.

Основной показатель, характеризующий состояние посевов с точки зрения их фотосинтетической деятельности, – развитие поверхности листьев (площадь листовой поверхности по фазам роста и развития растений), – оказывает непосредственное влияние на накопление биомассы растений в процессе вегетации [10].

Основную часть ассимиляционной поверхности составляют листья, именно в них осуществляется фотосинтез. Фотосинтез может происходить и в других зеленых частях растений – стеблях, осях, зеленых плодах и т.п., однако вклад этих органов в общий фотосинтез обычно небольшой. Принято сравнивать посевы между собой, а также различные состояния одного посева в динамике по площади листьев, отождествляя ее с понятием “ассимиляционная поверхность” [9].



W_{0-100} – запасы влаги в слое 0-100 см, R – сумма осадков за декаду, T – среднедекадная температура воздуха, SS – среднедекадное число часов солнечного сияния, d – среднедекадное значение дефицита насыщения влажности воздуха.

Рис. 1 - Агрометеорологические условия периода вегетации проса в Одесской области в 2008 году, ст. Черноморка.

Посев представляет собой оптическую систему, в которой листья поглощают ФАР. В начальный период развития растений ассимиляционная поверхность невелика и значительная часть ФАР проходит мимо листьев, не улавливается ими. С повышением площади листьев увеличивается и поглощение ими энергии солнца.

Рассмотрим динамику площади листьев проса при трех сроках сева. Из рис. 2 видно, что в течении вегетации четко выражен период с более интенсивным нарастанием площади листовой поверхности. Динамика площади листьев в посеве подчиняется определенной закономерности. Во всех трех сроках после появления всходов площадь листьев медленно повышается, затем темпы нарастания увеличиваются. К моменту прекращения образования боковых побегов и роста растений в высоту площадь листьев достигает максимальной за вегетацию величины, затем начинает постепенно снижаться в связи с пожелтением и отмиранием нижних листьев.

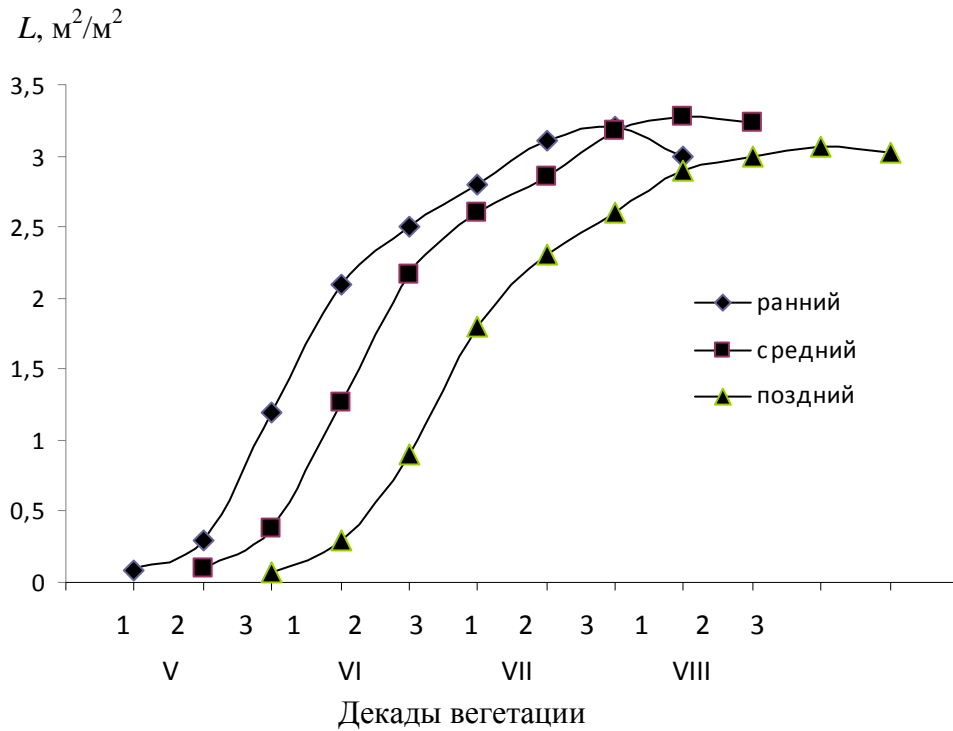


Рис. 2 – Динамика изменения площади листовой поверхности (L) растений проса по декадам.

Результаты исследований динамики роста площади листьев проса приведены в табл. 1.

Таблица 1 – Площадь листьев проса по фазам развития, м²/м² (за 2008 год)

Фазы развития Сроки сева	Фазы развития					
	Кущение	Стебление	Выметывание метелки	Цветение	Формирование зерен	Созревание и уборка
Ранний	1,2	2,1	2,5	3,1	3,2	3,0
Средний	1,3	2,2	2,6	3,2	3,3	3,2
Поздний	0,9	1,8	2,3	2,9	3,0	3,0

Анализ результатов исследований показывает, что в фазу кущения площадь листьев незначительна. В фазе стеблевания эти показатели оказались высшими. На протяжении периода формирования зерен – созревание и уборка начался процесс отмирания листьев нижних ярусов. В связи с этим во всех трех вариантах исследований уменьшились площади ассимилирующей поверхности.

Так при раннем сроке сева (рис. 2) площадь листьев в фазе кущения составила 1,2 м²/м², при среднем – 1,3 м²/м², при позднем 0,9 м²/м². Максимальных значений площадь листьев достигла в фазе формирования зерен и составила 3,2 м²/м², 3,3 м²/м², 3,1 м²/м².

Прирост общей площади листьев проса по фазам роста и развития представлен в табл. 2.

При рассмотрении посева как фотосинтезирующей системы урожай сухой массы, создаваемый за вегетационный период, или его прирост за определенный период зависит от величины средней площади листьев, продолжительности периода и чистой продуктивности фотосинтеза за этот период.

Таблица 2 – Динамика приростов площади листовой поверхности проса по фазам развития, $\text{м}^2/\text{м}^2\cdot\text{декаду}$

Фазы развития Сроки сева	Кущение	Стеблевание	Выметывание метелки	Цветение	Формирование зерен	Созревание и уборка
Ранний	0,9	0,9	0,4	0,3	0,1	-0,2
Средний	0,9	0,9	0,4	0,3	0,1	-0,1
Поздний	0,6	0,9	0,5	0,3	0,1	-0,04

Результирующим показателем продукционного процесса является чистая продуктивность фотосинтеза, которая позволяет учесть не только темпы образования органического вещества на единицу листовой поверхности, но и потери органического вещества в результате процесса дыхания, отмирания и опадания части листьев в течение вегетации [11].

ЧПФ варьирует в течение вегетации. В первые декады вегетации ЧПФ повышается, так как в начале вегетации растения не затеняют друг друга, все листья хорошо освещены. В дальнейшем с увеличением площади листьев ЧПФ начинает уменьшаться в связи с уменьшением количества осадков. Из рис. 3 видно, что падение и рост кривых хода ЧПФ наблюдаются в одни и те же периоды. Резкое падение ЧПФ наблюдается в третьей декаде июня, где сумма осадков была равна нулю. Рост ЧПФ приходится на декады с максимальным количеством осадков (2-я декада июня и 2-я декада июля). Средняя температура воздуха в эти периоды составляет 21,6 и 21,9 °С.

Как видно из рис. 3, величины ЧПФ изменяются в течении вегетационного периода проса. В первые декады вегетации во всех трех случаях наблюдается интенсивный рост ЧПФ. Наиболее высокие значения ЧПФ составляют 8,3 $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$ (ранний), 8,5 $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$ (средний) и поздний срок – 7,6 $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$.

Так, в результате выполненной работы мы можем дать количественную оценку влияния сроков сева на основные показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожай зерна проса. Представленные в табл. 3 данные позволяют сделать следующие выводы. При среднем сроке сева наблюдались максимальные показатели фотосинтетической деятельности растений, так максимальная площадь листьев составила 3,3 $\text{м}^2/\text{м}^2$, урожай сухой биомассы при уборке составил 943 $\text{г}/\text{м}^2$, а урожай зерна 437 $\text{г}/\text{м}^2$. Минимальное значение фотосинтетического потенциала соответствует позднему сроку сева и составило 30 $\text{м}^2/\text{м}^2$, а наибольшее – среднему сроку (32,6 $\text{м}^2/\text{м}^2$). Густота растений по трем участкам была практически одинаковой – 61-69 растений на 1 м^2 . При раннем и позднем сроках сева показатели фотосинтетической деятельности значительно меньше. Максимальная площадь листьев на этих участках составила 3,2 и 3,1 $\text{м}^2/\text{м}^2$. Полученные урожаи зерна имеют значительную разницу – 425 $\text{г}/\text{м}^2$ (ранний), 437 $\text{г}/\text{м}^2$ (средний) и 354 $\text{г}/\text{м}^2$ (поздний). Максимальные значения чистой продуктивности фотосинтеза за вегетацию составили при раннем сроке сева 8,3 $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$, при позднем – 7,6 $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сутки}$ (табл. 3).

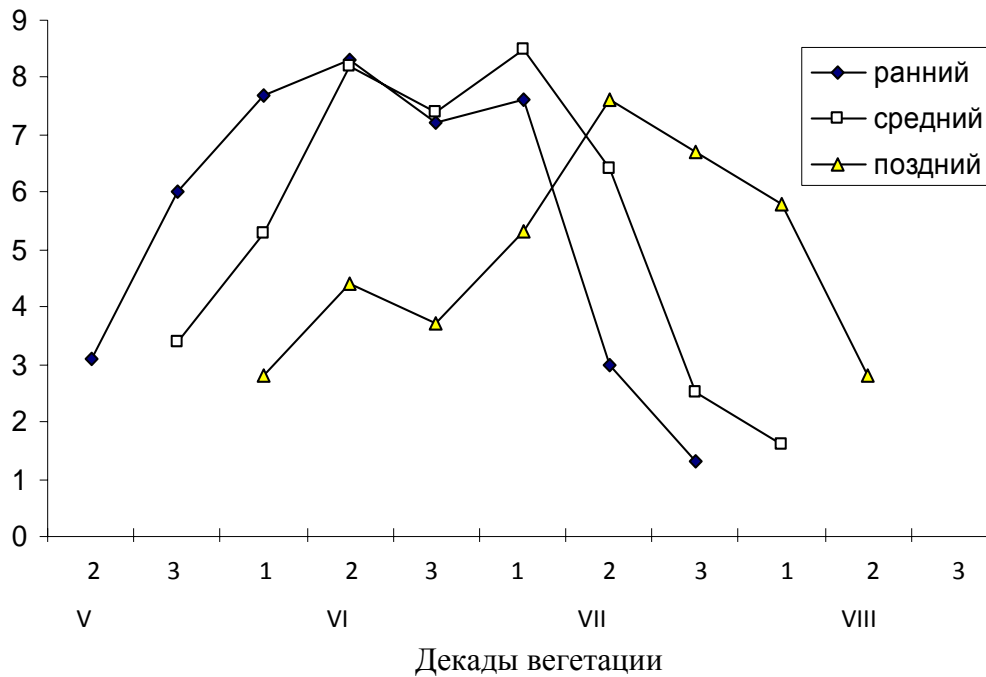
ЧПФ, г/м²·сутки

Рис. 3 - Динамика изменения чистой продуктивности фотосинтеза растений проса по декадам.

Выводы. В результате выполненной работы нами было изучено влияние агрометеорологических условий на формирование площади листьев в посевах проса. Дана сравнительная оценка по трем участкам с различными сроками сева. Так оптимальными сроками сева проса могут быть периоды с 24 апреля по 14 мая. Вегетационный период проса зависит от сроков сева и составляет 94-104 дня. Полученные результаты показали, что ранние и поздние сроки сева при менее благоприятных агрометеорологических условиях приводят к снижению площади листьев, а также в свою очередь ведет к потерям урожая. Также можно сделать вывод, что для получения высокой продуктивности посевов необходимо как наиболее быстрее сформировать оптимальную площадь листьев и создать условия для их продолжительной работы.

Таблица 3 – Влияние сроков сева на основные показатели фотосинтетической деятельности растений в посевах и урожай проса (за 2008 год)

Участок	Срок сева	Площадь листьев, максимальная, м ² /м ²	Чистая продуктивность фотосинтеза, максимальная, г/м ² · сутки	Фотосинтетический потенциал, максимальны, м ² /м ²	Густота посева, растений на м ²	Урожай сухой биомассы проса при уборке, г/м ²	Урожай зерна, г/м ²
Ранний	24.04	3,2	8,3	31	67	930	425
Средний	4.05	3,3	8,5	33	69	943	437
Поздний	14.05	3,1	7,6	30	61	830	354

Список литературы

1. *Просвиркина А.Г.* Гидрометеорология. Сер. Метеорология. Обзорная информация. – Л: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 4. -28 с.
2. *Тимирязев К.А.* Жизнь растений. – М., 1978. – 245 с.
3. *Carberry P.S.* The grown and development of pearl millet as affected by photoperiod / P.S. Carberry, L. C. Campbell // *Field Crops Res.* – 1985. – Vol. 11. – P. 207–218.
4. *Onnisch Lunich L.* Light – dependent uptake of private bumesophyll cloroplasts of a Cuplant (Panicum milliaceum L.) L. Onnisch Lunich, Kanai Ruz/*Plant and Cell Phisiology.*–1987.– Vol. 28. – N 2. – P. 249–251.
5. *Quantitative relationships* for the dependence of growth rate of arable crops on their nitrogen content, dry weight and derail environ- *Quantitative relationships for the dependence of growth rate of arable crops on their nitrogen content, dry weight and derail environment* / E. A. N. Greenwood [et al.] // *Plant and Soil.* – 1996. – Vol. 91. – N 13. – P. 281–302.
6. *Доспехов Б.А.* Методика полевого опыта. – М.: Агропромиздат, 1985. – 351 с.
7. *Польовий А.М.* Методи експериментальних досліджень в агрометеорології: Навчальний посібник. – Одеса, Вид-во «ТЭС», 2003. – 246 с.
8. *Методическое руководство* по исследованию смешанных агрофитоценозов / Н.А. Ламан [и др.] / Под ред. Н. А. Ламана. – Минск: Наука і тэхніка, 1996. – 101 с.
9. *Ничипорович А.А.* Фотосинтез и теория получения высоких урожаев.– М.: Издо АН СССР,1956.–С. 22.
10. *Кулаковская Т.Н.* Оптимизация агрохимической системы почвенного питания растений /Т.Н. Кулаковская; сост. Л.П. Детковская. – М.: Агропромиздат, 1990. – С. 31-34.
11. *Коломейченко В.В.* Использование показателей продукционного процесса в земледелии, растениеводстве и селекции. // *Земледелие.* – 2007. – № 5. – С. 6–7.

Динаміка фотосинтетичної продуктивності культури проса. Сіряк Н.В.

Показана динаміка наростання площі листків проса за міжфазними періодами розвитку рослин. Визначено чисту продуктивність фотосинтезу рослин проса за міжфазними періодами розвитку. Встановлено залежність фотосинтетичної продуктивності рослин проса від розмірів листової поверхні.

Ключові слова: *просо, площа листя, фотосинтез, чиста продуктивність фотосинтезу, міжфазні періоди.*

The dynamic of photosynthesis development of millet. Siryak N.

It is shown the dynamics of growth of millet leaves surface after the interphase periods of plants developments. Clean productivity of photosynthesis of plants of millet was determined after the interphase periods of development. By experimental researches definite dependence the productivity of photosynthesis of plants millet on the sizes of leaves surface.

Key words: *millet, leaves surface, photosynthesis, clean productivity of photosynthesis, interphase periods.*

УДК 556.16.047

Мельник С.В., к. техн. н.

Одесский национальный политехнический университет

Лобода Н.С., д. геогр.н.

Одесский государственный экологический университет

РАЙОНИРОВАНИЕ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ДНЕСТРА ПО ХАРАКТЕРУ КОЛЕБАНИЙ ГОДОВОГО СТОКА НА ОСНОВЕ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

На основе кластерного анализа хронологических рядов годового стока выполнено районирование территории Верхнего Днестра (до г.Могилев Подольский) по характеру его колебаний. Выделено пять гидрологических районов, которые можно рассматривать, как детализацию предложенных ранее гидрологических и ландшафтно-гидрологических районов.

Ключевые слова: *Верхний Днестр, годовой сток, кластерный анализ, районирование.*

Речной сток характеризуется большой изменчивостью распределения, как по времени, так и в пространстве. Наблюдения за стоком не охватывают весь спектр особенностей гидрологического режима рек, а гидрологические посты распределены по территории неравномерно. Кроме этого, ряды наблюдений за стоком часто имеют короткий период, характеризуются значительными погрешностями измерений и наличием пропусков. Эти обстоятельства вызывают определенные трудности при разработке методов расчета и прогноза характеристик стока. Увеличение информации за счет совместного анализа по группам гидрологически однородных объектов дает возможность избежать многих случайных ошибок. В связи с этим районирование территории по характеристикам изменчивости речного стока имеет большое научное и практическое значение.

Классификация рек подразумевает их распределение по группам на основании выявленных наиболее существенных признаков, а районирование – приложение полученной классификации к конкретной территории, в пределах которой изучаемая величина подлежит осреднению. Это позволяет также определять требуемые характеристики слабоизученных гидрологических объектов, находящихся в выделенном районе. Для решения задач, связанных с оценкой пространственного распределения речного стока и его изменчивости, возникает необходимость разработки новых вариантов районирования. Особенно это важно для территории Верхнего Днестра, где климатические условия, рельеф и гидрогеология существенно различаются.

Вопросам классификации рек и гидрологическому районированию уделялось много внимания различными исследователями. Классическими считаются работы П.С.Кузина [1] по районированию территории всего Советского Союза. В основу этих работ были положены количественные показатели линейных зависимостей стока от факторов, его определяющих (площадь водосбора, уклон реки, озерность, заболоченность, залесенность, распаханность и др.). В этом случае были совмещены основные принципы районирования, изложенные в ландшафтной географии, а именно: генетический, комплексности, относительной однородности. Количественные показатели выполненного районирования позволили выделить участки, которые имели не только однородные естественные условия формирования стока, а и определенный тип взаимосвязей, характерный лишь для установленной территории.

Позднее П.С. Кузин и В.И. Бабкин [2] с целью исследования синхронности колебаний годового стока рассматривали нормированные разностные интегральные кривые для годового, меженного и половодного стока 200 опорных створов средних рек. Несмотря на разнообразие количественных показателей фаз водности были выделены районы со сходным характером циклических колебаний стока.

Непосредственно для территории Украины исследования по синхронности колебаний годового стока выполнялись в УкрНИГМИ [3]. В качестве критерия районирования использовался коэффициент асинхронности. Величина данного коэффициента определялась как отношение суммарного хронологического стока к суммарному равнообеспеченному стоку. Анализ коэффициентов асинхронности в пределах Украины показал, что лишь совместное рассмотрение Северского Донца, Днестра, Дуная и Южного Буга дает ощутимый эффект асинхронности, составляющий 10 %.

Еще одной схемой районирования, предложенной УкрНИГМИ, является районирование территории Украины по условиям формирования минимального стока. Всего в пределах страны выделено 26 районов, причем часть из них разделена на подрайоны. Границы районов и подрайонов отвечают водоразделам средних и малых рек. При проведении районирования исходили из подобия гидрогеологических условий и глубины вреза речных долин в земную поверхность относительно водоносных горизонтов.

Районирование территории Украины по синхронности колебаний годового стока на основе методов многомерного статистического анализа проводилось также в Одесском государственном экологическом университете [4]. Применяя Q-модификацию факторного анализа и метод главных компонент для анализа структуры корреляционных матриц, автор выделил три района с синхронными колебаниями годового стока. К первому отнесены водосборы рек Карпат, бассейны рр. Западный Буг, Днестр, Припять, верховье Южного Буга (до впадения притока - р. Ров) и правобережные притоки р. Днепр до впадения р. Рось. Ко второму району отнесены: среднее и нижнее течение р. Южный Буг, реки Причерноморья, бассейн р. Днепр, кроме указанной выше части, бассейн Северского Донца, водосборы рек Приазовья и степной части Крыма. Территория Горного Крыма выделена автором в отдельную область в связи с особенностями климатических условий формирования стока и влиянием подстилающей поверхности. Районы делятся на подрайоны, правомерность которых подтверждается более высокими (по отношению ко всему району) значениями осредненных коэффициентов корреляции [4].

Особое место в гидрологии сейчас приобретает ландшафтно-гидрологическое районирование. Структура и иерархия таких систем была разработана учеными Сибирского отделения института географии РАН [5], и для территории Украины разрабатывалась А.М. Мариничем, П.Г. Шищенко [6], что нашло свое дальнейшее развитие в работах В.В. Гребня [7]. В соответствии с этой работой на территории Украины выделено 6 ландшафтно-гидрологических зон: зона достаточного увлажнения смешанных лесов, зона достаточного увлажнения широколиственных лесов, лесостепная зона недостаточного увлажнения, степная засушливая зона, Карпатская и Крымская горные зоны. Ландшафтно-гидрологические зоны делятся на 12 провинций, а те, в свою очередь, на районы. Деление на зоны, провинции и районы выполнялось с учетом условий увлажнения территории и морфометрических показателей водосбора. В соответствии с [7] рассматриваемая территория верхнего и среднего Днестра делится на три района: Днестровско-Прутскую ландшафтно-гидрологическую провинцию, район Ростоцко-Опольской возвышенности и район

Подольско-Приднепровской возвышенности. Это деление можно считать наиболее детальным для рассматриваемой территории на данный момент времени.

С другой стороны, изучаемая территория имеет и другие географические классификации. Так, в соответствии с агроклиматическим районированием она относится к горным районам Украинских Карпат (правые притоки Днестра) и Западной лесостепи [8]. По запасам подземных вод бассейны рек Верхнего Днестра также различаются. Максимальные запасы подземных вод в северо-западной части Прикарпатья составляют около 80 тыс. м³/км², в юго-восточной части Прикарпатья эти запасы снижаются до 10-20 тыс. м³/км². Территория средней Подолии характеризуется запасами подземных вод около 50 тыс. м³/км², территория нижней Подолии - 30 тыс. м³/км². Кроме того, рассматриваемая территория сильно отличается по увлажнению, годовые суммы осадков изменяются от 900 мм на северо-западе до 600 мм на юго-востоке. Одна из главных проблем классификации – наличие карстовых участков. В соответствии со схемой, приведенной в книге “Ресурсы поверхностных вод СССР” [9] исследуемая территория состоит из 5 карстовых районов: пластово-линзовые каменные и калийные соли; гипсы верхнего тортона, подгипсовые известняки, местами литотамниевые и ратинские известняки; изредка гипсы верхнего тортона; органогенные неслоистые известняки.

Большинство работ связанных с гидрологическим районированием осуществлялись по разностным интегральным кривым для крупных рек [1, 2, 3, 5, 6, 8]. Районирование по синхронности стока проводилось на основе факторного анализа [4] с использованием данных до 1986 г. За последние годы произошли существенные климатические изменения [10] и определенные изменения ландшафта [11], что не нашло своего отражения в схемах районирования. Неоднородный ландшафт верхней части Днестра, большая насыщенность территории водотоками и высокая вероятность опасных паводков обусловила проведение детального районирования с использованием методов многомерного статистического анализа.

Задачей данной работы является проведение гидрологического районирования, основанного на анализе распределения речного стока путем формализации показателей его изменчивости и группирования временных рядов наблюдений среднегодовых расходов воды с помощью кластерного анализа.

Объект настоящего исследования – годовой сток рек Верхнего Днестра. Исследуемая территория ограничена р. Марковка, которая впадает в Днестр с левого берега на территории Винницкой области.

Предмет исследования – классификация рек выбранного участка бассейна Днестра по характеру колебаний годового стока.

Днестр относится к числу тех рек, сток которых изучен достаточно хорошо. Регулярные наблюдения за уровнем реки начались еще в 1850 году. В разное время непосредственно на р. Днестр функционировало около 30 постов наблюдений. Общее их количество в бассейне достигало ста. Некоторые данные отсутствуют (40 е годы прошлого столетия, относящиеся к периоду военных действий и восстановительных работ). Непрерывные ряды наблюдений по многим постам бассейна начинаются с 1950 г. В настоящее время на рассматриваемом участке существует 54 поста. На некоторых наблюдения начались только в 60-е годы: Стрый-Завадовка (с 1962), Стрыпа-Бучач (с 1964), Лядова-Жеребиловка (с 1964), Збруч-Завалье (с 1972 г.) и др. Выбранные для анализа ряды наблюдений имеют продолжительность 42 года (1964-2006 гг.).

В настоящее время кластерный анализ находит все более широкое применение при гидрологическом районировании территории. Так, он с успехом использовался для гидрологического районирования Каспийского бассейна [14] и ландшафтно-гидрологического районирования территории Украины [12].

Кластерный анализ (англ. Data clustering) позволяет решать задачу разбиения заданной выборки объектов на непересекающиеся подмножества, называемые кластерами, так, чтобы каждый кластер состоял из схожих объектов, а объекты разных кластеров существенно отличались.

Наиболее часто выявления кластерной структуры производится в следующих целях: для упрощения дальнейшей обработки данных (к каждому кластеру можно применять свой метод анализа); для сжатия данных (если исходная выборка избыточно большая, то можно сократить её, оставив по одному наиболее типичному представителю от каждого кластера); для обнаружения новизны (выделяются нетипичные объекты, которые не удаётся присоединить ни к одному из кластеров).

Чаще всего используют два алгоритма кластеризации. Первый – обобщенная алгомеративная процедура или древовидная кластеризация. Этот метод используется при небольшом количестве исходных данных. На первом шаге каждый объект считается отдельным кластером. На следующем шаге объединяются два ближайших объекта, которые образуют новый класс, определяются расстояния от этого класса до всех остальных объектов, и размерность матрицы расстояний D сокращается на единицу. На p -ом шаге повторяется та же процедура на матрице $D_{(n-p)(n-p)}$, пока все объекты не объединятся в один класс (n – количество объектов в матрице).

При формировании кластеров используется мера “несходства” или расстояния между объектами. Эти расстояния могут определяться в одномерном или многомерном пространстве. Наиболее прямой путь определения расстояний между объектами в многомерном пространстве состоит в вычислении евклидовых расстояний следующим образом: $d = \sqrt{\sum_{i=1}^m (x_i - x_j)^2}$, где x_i, x_j измерения i -го и j -го объекта, m – количество

измерений i -го и j -го объекта. Существует и другие методы определения расстояний: квадрат евклидового расстояния, “расстояние городских кварталов”, расстояние Чебышева и др.

На первом шаге, когда каждый объект представляет собой отдельный кластер, расстояния между этими объектами определяются выбранной мерой. Однако, когда связываются вместе несколько объектов в один кластер, то необходимо принять правило связи. Чаще всего используется “правило ближайшего соседа” когда расстояние между кластерами рассчитывается по расстоянию между двумя ближайшими объектами, принадлежащими к разным кластерам. Другое название этого способа – метод одиночной связи. Как альтернативу иногда используют “соседей” в кластерах, которые находятся дальше всех остальных пар объектов. Этот метод называется методом полной связи. Существуют также другие методы объединения кластеров: метод невзвешенного попарного арифметического среднего, метод взвешенного попарного арифметического среднего, метод невзвешенного попарного центроидного усреднения и др. [15].

Наряду с иерархическими методами классификации, существует многочисленная группа так называемых итеративных методов кластерного анализа (метод k - средних). Их сущность заключается в том, что процесс классификации начинается с задания некоторых начальных условий (количество образуемых кластеров, порог завершения процесса классификации и т.д.). Метод k - средних используется для обработки больших статистических совокупностей.

Математическое описание алгоритма метода k - средних. Пусть имеется n наблюдений, каждое из которых характеризуется m признаками X_1, X_2, \dots, X_m . Эти наблюдения необходимо разбить на k кластеров. Для начала из n точек

исследуемой совокупности отбираются случайным образом k объектов. Эти объекты принимаются за эталоны. Каждому эталону присваивается порядковый номер, который одновременно является и номером кластера. На первом шаге из оставшихся $(n - k)$ - объектов извлекается точка X_i с координатами $(X_{i1}, X_{i2}, \dots, X_{im})$ и проверяется, к какому из центров она находится ближе всего. Для этого используется одна из метрик, например, евклидово расстояние. Проверяемый объект присоединяется к тому центру, которому соответствует минимальное из расстояний. Центр заменяется новым, пересчитанным с учетом присоединенной точки, и вес его (количество объектов, входящих в данный кластер) увеличивается на единицу. На следующем шаге выбираем точку X_{i+1} и для нее повторяются все процедуры. Таким образом, через $(n - k)$ шагов все точки (объекты) совокупности окажутся отнесенными к одному из k кластеров, но на этом процесс разбиения не заканчивается. Для того чтобы добиться устойчивости разбиения по тому же правилу, все точки X_1, X_2, \dots, X_n опять подсоединяются к полученным кластерам, при этом веса продолжают накапливаться. Новое разбиение сравнивается с предыдущим. Если они совпадают, то работа алгоритма завершается. В противном случае цикл повторяется. В конечном итоге каждая точка X_i будет относиться к такому кластеру, для которого расстояние от центра минимально. Итеративный алгоритм минимизирует дисперсию внутри каждого кластера, хотя в явном виде такой критерий оптимизации не используется.

Третий способ кластерного анализа – двухходовое объединение в качестве конечного результата выдает переупорядоченную матрицу данных, отображаемую в виде карты линий уровня. На графике по горизонтали откладываются участвующие в классификации переменные, а по вертикали - наблюдения. Цвета ячеек, находящихся на пересечении, указывают на принадлежность элементов матрицы к определенному кластеру. Такая сложная интерпретация результатов делает процедуру двухходового объединения не столь привлекательной, особенно при большом количестве переменных.

Расходы воды на рассматриваемых постах отличаются на несколько порядков, поэтому к матрице исходных величин была применена процедура нормализации $X_i^N = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$, где x_i – текущее значение величины, \bar{x} - среднее значение, σ - среднее квадратическое (стандартное) отклонение величины.

Применение древовидной кластеризации к матрице нормализованных среднегодовых расходов гидрологических постов верхнего и среднего Днестра с использованием евклидова расстояния и объединения методом одиночной связи дает диаграмму, представленную на рис. 1.

С помощью древовидной диаграммы можно наглядно проследить процесс объединения и делать предварительные выводы. Например, ранее всего происходит объединение двух рядов наблюдений на р. Днестр – в створах Залещики и Галич (рис.1), что является логичным и свидетельствует о правильной подготовке исходных данных и верном алгоритме работы. Объединение рядов р.Головчанка-с.Тухля и р.Мукша-с.Малая Слободка происходит на последнем шаге, т.е. эти ряды существенно отличаются от всех остальных. При выделении конкретных кластеров использование древовидной диаграммы при большом количестве переменных является малоэффективным.

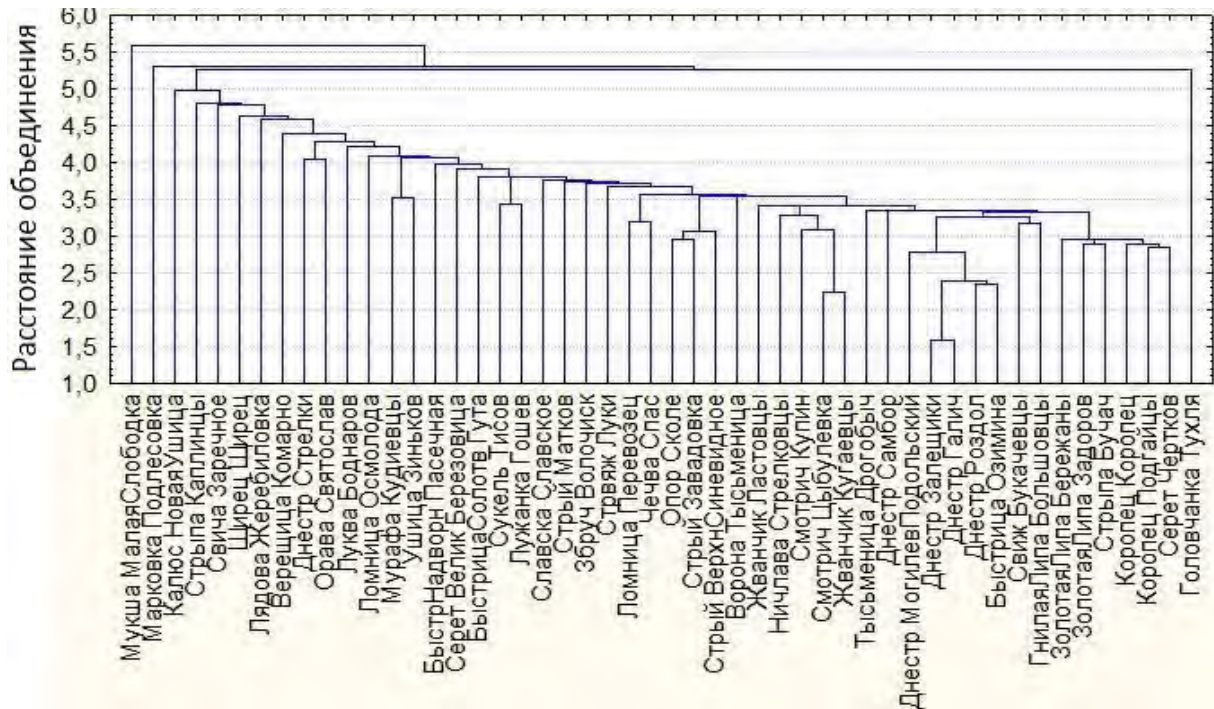


Рис. 1– Дендрограмма притоков верхнего и среднего Днестра.

Использование метода k – средних гарантировано позволяет разбить все посты наблюдений на классы (кластеры). Одной из важных задач исследователя при использовании этого способа является указание количества кластеров, на которые нужно разделять исследуемые переменные. Предложено выделить 5 кластеров в соответствии с количеством карстовых районов обозначенных в [9] на исследуемой территории.

Метод k – средних предполагает задание процедуры выбора начальных центров кластера. Выберем способ максимизации расстояний между кластерами. В этом случае на первом этапе выбираются первые k (в соответствии с количеством кластеров) наблюдений, которые служат центрами кластеров. Последующие наблюдения заменяют ранее выбранные центры в том случае, если наименьшее расстояние до любого из них больше, чем наименьшее расстояние между кластерами. В результате этой процедуры расстояние между кластерами максимизируются.

Первая попытка провести кластеризацию дает выделение рядов наблюдений р.Головчанка-с.Тухля и р. Мукша-с.Малая Слободка в отдельный кластер (хотя они расположены в разных географических зонах) с большим расстоянием от других кластеров. Особенности этих рядов будут являться предметом дальнейших исследований, а в данной работе они были исключены из рассмотрения.

Применение метода k – средних, с заданным конечным количеством кластеров, к матрице нормализованных среднегодовых расходов позволяет получить разбиение, представленное в табл. 1. Различные изменения в расчетах (количество постов, длина ряда наблюдений, способ расчета расстояний и т.д.) оказывают влияние на результаты районирования, но общий характер распределения сохраняется.

Таблица 1 – Разбиение на кластеры постов наблюдений и их основные характеристики

Река-пост	S , км ²	H , м	I , ‰	Река-пост	S , км ²	H , м	I , ‰
Верхнеднепровский				Ростоцко-Опольский			
Стрвяж -Луки	910	400	4	Свиж-Букачевцы	465	310	1,7
Верещица-Комарно	812	310	1,1	Гнилая Липа- Большовцы	848	320	1,5
Щирец-Щирец	307	300	2,2	Золотая Липа - Бережаны	690	360	2
Днестр-Самбор	850	570	6,5	Золотая Липа- Задоров	1390	360	1,4
Днестр-Роздол	5700	400	3,2	Коропец -Подгайцы	227	380	2
Прикарпатский				Среднеподольский			
Тысьменица- Дрогобыч	250	390	20,9	Коропец -Коропец	476	370	2,4
Славска-Славское	76,3	860	38,1	Стрыпа-Каплинцы	411	370	1,5
Опор-Сколе	733	820	13,8	Стрыпа-Бучач	1270	360	1
Орава-Святослав	204	860	15,2	Серет-Великая Березовица	939	360	1
Стрый-Матков	106	860	15,3	Серет-Чертков	3170	350	0,9
Стрый-Завадовка	840	800	6	Среднеподольский			
Стрый- Верхнее Синевидное	2400	760	4,7	Збруч-Волочиск	712	320	1,1
Сукель-Тисов	138	770	26	Жванчик-Кугаевцы	229	320	2,3
Лужанка-Гошев	146	660	26,7	Жванчик-Ластовцы	703	208	2
Свича-Заречное	1280	730	10,2	Смотрич-Купин	799	310	1,6
Чечва-Спас	269	820	12,6	Смотрич-Цыбулевка	1790	300	1,3
Ломница -Осмолода	203	1200	23,7	Ничлава- Стрелковцы	584	300	2,3
Ломница-Перевозец	1490	760	10,6	Восточноподольский			
Луква-Боднарв	185	480	8,4	Ушица-Зиньков	525	300	2,8
Быстрица Солотвинская-Гута	112	1100	44,6	Калюс-НоваяУшица	259	280	4
Быстрица Надворнянская- Пасечная	482	1000	19,5	Лядова- Жеребиловка	652	280	2,5
Ворона-Тысьменица	657	330	4,6	Мурафа-Кудиевцы	70	330	4,7
Днестр-Стрелки	384	620	10,1	Марковка- Подлесовка	615	240	3,8
Днестр-Галич	14700						
Днестр-Залещики	24600						
Днестр-Могилев- Подольский	43000						

S – площадь водосбора, H – средняя высота водосбора, I – средний уклон реки.

Верхние притоки Днестра, как правые, так и левые образуют кластер, который объединяет северо-западные районы (Ростоцко-Опольской и Прикарпатской возвышенностей), и он получил название “Верхнеднестровского”. Для обозначения остальных кластеров воспользуемся общепринятым физико-географическим районированием рассматриваемой территории [13].

Как видно из табл. 1, в большинство кластеров входят малые и средние реки (по площади водосбора – S) и лишь Восточноподольский состоит из малых рек. Самые существенные различия в стоке рек существуют между горными реками ($H > 500$ м и $I > 10$ ‰) Прикарпатского кластера и другими реками рассматриваемой территории (рис.2).

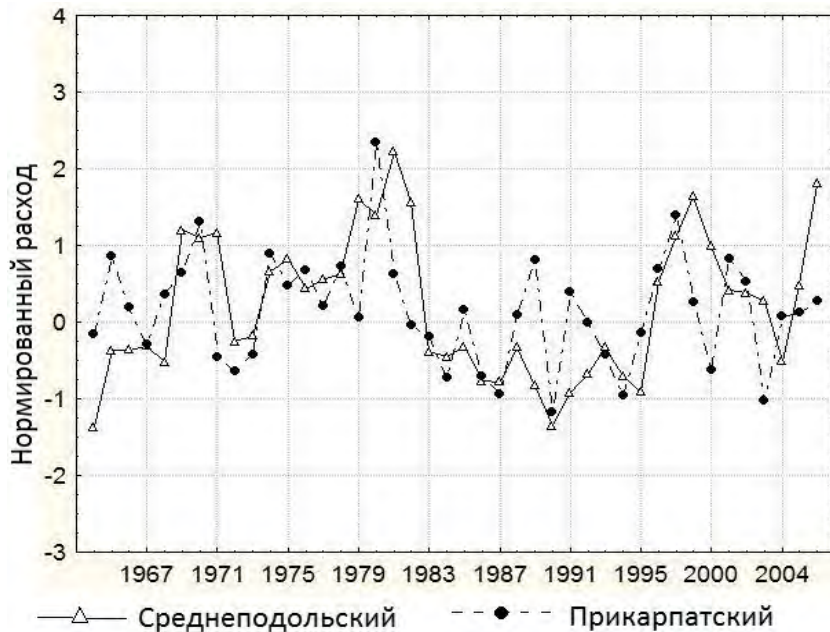


Рис. 2 – Хронологический ход нормированных значений годового стока для разных кластеров.

в пределах 0,35-0,4; для Ростоцко-Опольского кластера изменчивость годового стока равна в среднем и для Среднеподольского - 0,4. Восточноподольский кластер характеризуется значительным различием коэффициентов вариации (от 0,25 для водосбора р. Калюс-с. Новая Ушица до 0,6 для водосбора р. Мурафа-с. Кудиевцы). При одинаковых значениях коэффициентов вариации в Прикарпатском и Ростоцко-Опольском кластерах средние значения коэффициентов асимметрии в них существенно различаются: 0,5 и 0,9, соответственно.

Принадлежность постов, расположенных непосредственно на р. Днестр, к Прикарпатскому кластеру означает, что сток р. Днестр формируется, в основном, за счет притока горных рек.

Особенность предлагаемого в настоящей работе районирования состоит в том, что разделение территории на районы базируется на анализе колебаний годового стока не только крупных, а практически всех рек верхнего Днестра, на которых имеются наблюдения, что дает более детализированную картину. Кроме того, использование в данном районировании данных за последние годы позволяет учесть изменения климата и ландшафта произошедшие в бассейне.

Выводы. В результате применения кластерного анализа к рядам годового стока в пределах Верхнего Днестра выделено 5 районов с общими особенностями колебаний.

На рис. 3 показаны районы, выделенные по результатам кластерного анализа. Представленное районирование отражает пространственное распределение годовых сумм осадков [13], что подтверждает его достоверность. Коэффициент вариации годового стока среди рек Прикарпатского кластера изменяется незначительно от 0,25 до 0,3.

Для Верхнеднестровского кластера характерны значения коэффициента вариации, изменяющиеся

Внешние границы Подольских кластеров совпадают с физико-географическим районированием [13], а внутренние распределены по-другому. Впервые выделен Верхнеднепровский район, в котором обнаружен общий характер стока левых и правых притоков Днестра.

Полученное районирование позволяет получить более полное представление о закономерностях колебаний стока в бассейне р.Днестр и является современной детализацией предложенных ранее схем [3, 4, 7, 13].

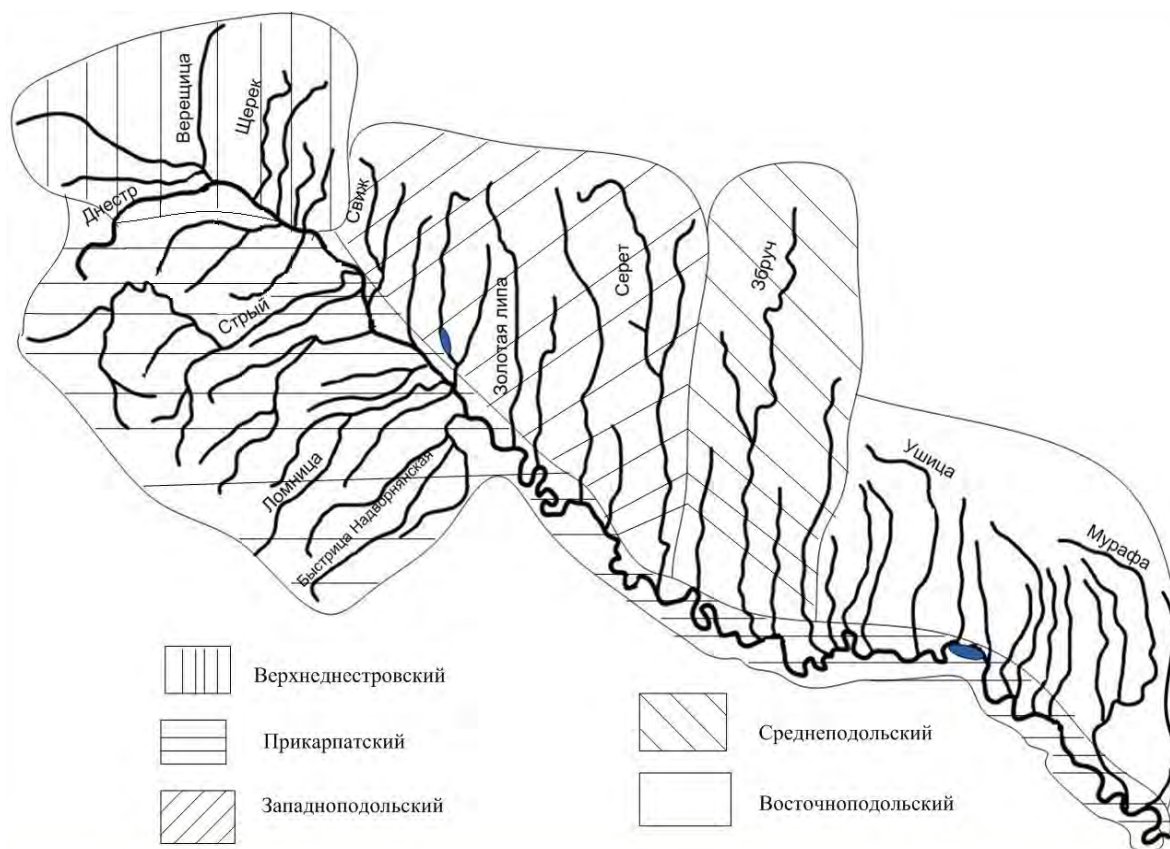


Рис. 3 – Районирование бассейна верхнего и среднего Днестра по характеру колебаний годового стока.

Список литературы

1. Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 455 с.
2. Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 200 с.
3. Синайская Т.М., Швейкин Ю.В. Асинхронность стока и водные ресурсы основных рек районов орошения УССР // Труды УкрНИГМИ . – 1971. – Вып. 71. – С. 124-136.
4. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208с.
5. Антипов А.Н., Федоров В.Н. Ландшафтно-гидрологическая организация территории. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. – 254 с.
6. Маринич О.М., Шищенко П.Г. Фізична географія України: Підручник. – К.: Знання. 2005. – 511 с.

7. Гребінь В.В. Пропозиції щодо ландшафтно-гідрологічного районування території України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2009. – Т. 17 – С. 26-39.
8. Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І. Природні ресурси України: Навч. посіб. – Рівне. - 2000. – 192 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6, вып. 1. Западная Украина и Молдавия. – Л.: Гидрометеиздат, 1970-1980.
10. Лобода Н.С., Мельник С.В. Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии //Український гідрометеорологічний журнал, 2009.- № 5.- С. 184-191.
11. Олійник В.С. Стокорегульвальна і водоохоронна ролі лісу на річкових басейнах Карпат // Наукові праці лісівничої академії наук України: Зб. наук.-техн. праць. – Львів: НЛТУ України, 2008. – Вип. 7. – С. 88-95.
12. Гребінь В.В., Чорноморець Ю.О. Використання багатомірного статистичного аналізу для ландшафтно-гідрологічного районування території України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2009. – Т. 16 – С. 24-35.
13. Національний атлас України. – К.: ДНВП “Картографія”, 2007. – 440 с.
14. Сенцова Н.И. Применение методов кластер-анализа в задачах районирования территории каспийского бассейна по характеристикам сезонной изменчивости речного стока //Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе труды международной научной конференции. - Москва, 19-20 октября 2006 г.
15. Мандель И.Д. Кластерный анализ. – М.: Финансы и статистика, 1988. – 176 с.

Районування басейну верхнього Дністра за характером коливань річного стоку на основі кластерного аналізу. Мельник С.В., Лобода Н.С.

На основі кластерного аналізу хронологічних рядів річного стоку виконано районування території Верхнього Дністра (до м. Могильов Подільський) за характером його коливань. Виділено п'ять гідрологічних районів, які можливо розглядати як деталізацію запропонованих раніше гідрологічних і ландшафтно-гідрологічних районів.

Ключеві слова: Верхній Дністер, річний стік, кластерний аналіз, районування.

Division into districts of basin of the top Dnestr on character of fluctuations of the river runoff on the basis of data clustering. S. Melnyk, N. Loboda

On a basis Data clustering of long-term distribution of a river runoff division into districts of basin of the top Dnestr is offered. At division into districts it is allocated five hydrological areas which can be considered, how detailed elaboration of the offered before hydrological and landscape-hydrological areas.

Keywords: basin of Dnestr, numbers of supervision, Data clustering, hydrological division into districts.

Ж.Р.Шакірманова*, к.г.н., **І.П.Середіна**** , асп.

* *Одеський державний екологічний університет*

** *Харківський гідрометеорологічний технікум*

ДОВГОСТРОКОВИЙ ПРОГНОЗ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.СІВЕРСЬКИЙ ДОНЕЦЬ

Для басейну р.Сіверський Донець запропонована методика довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля на основі типізації весен за їх водністю та з використанням дискримінантної функції, яка враховує комплекс основних факторів, що впливають на умови формування стоку. Прогноз представляється в оперативному режимі у вигляді карто-схем очікуваних модульних коефіцієнтів характеристик водопілля та їх ймовірнісних оцінок при завчасності 20-40 діб.

Ключові слова: довгостроковий прогноз, типізація весен, ймовірнісні оцінки

Вступ. Сіверський Донець – найбільша річка на сході України. Водночас вона є й найбільшою притокою Дону. Довжина річки становить 1053 км, площа басейну складає 98900 км². Річка бере початок на південному схилі Середньоруської височини. Основний напрямок течії у верхів'ї – на південь, нижче м. Зміїв – на південний схід. Значна частина водозбору знаходиться на Донецькому кряжі у межах горбистої денудаційної рівнини з висотами переважно 100–150 м. Ґрунти лісостепу чорноземні, слабогумусні. Поширені темно-сірі та сірі ґрунти. Вологоємність середньогумусних ґрунтів значно більша, ніж малогумусних. Зустрічаються невеликі масиви солонцюватих ґрунтів. Водопроникність їх незначна, а вологоутримуюча здатність висока. Кліматичні характеристики басейну річки мають певні особливості. Середня багаторічна температура повітря у січні становить – мінус 6.9° С, у липні – 20.3° С (м.Харків). Середня багаторічна кількість опадів у верхній частині річкового басейну становить 530 – 550 мм, у нижній – 460 - 480 мм. В період повені річка виходить за межі корінного русла, широко розливається по заплаві, а при високому рівні заливає всю її площу [1]. Характерною особливістю Сіверського Дінця є інтенсивне його господарське використання.

Матеріали і методи досліджень. Систематичні спостереження за річним стоком в басейні проводяться понад 50-80 років. Формування річкового стоку відбувається під впливом великої кількості факторів, які змінюються за часом і в просторі. Їх можна поділити на дві основні групи: а) метеорологічні, що визначають інтенсивність утворення талої води зі снігу та втрати на випаровування; б) інші фізико-географічні чинники або фактори підстильної поверхні, що визначають характер розподілу снігу на поверхні басейну та стікання талої води під снігом і в руслах потоків, величину акумуляції талої води на поверхні басейну й інфільтрації в ґрунт. Основними метеорологічними факторами, що визначають інтенсивність утворення талої води є сонячна радіація та тепловий обмін з повітрям. Фактори підстильної поверхні – рельєф, рослинний покрив, характер снігового покриву та ґрунтів – обумовлюють акумуляцію та регулювання талої води. Сніг, як і ґрунти, має властивості утримувати воду у вигляді плівчастої і капілярної вологи. Внутрішня снігова акумуляція зумовлює запізнення максимуму стоку від максимуму сніготанення.

Розробка наукових методик розрахунків та прогнозів стоку річок звичайно починається з аналізу однорідності стокових рядів та їх статистичної обробки. Найбільш тривалі спостереження на річках свідчать, що коливання річного стоку

носять циклічний характер, який полягає в послідовній зміні багатоводних і маловодних груп років.

Перевірка рядів стоку на однорідність виконувалась на основі критеріїв Фішера, Стьюдента і Вількоксона та шляхом побудови подвійних інтегральних кривих шарів стоку та максимальних витрат води. Так, для р.Сіверський Донець – м. Зміїв стокові ряди можна вважати однорідними, а для р. Оскіл - м. Куп'янськ однорідність порушена побудовою у 60-ті роки минулого сторіччя Краснооскільського водосховища.

В роботі була виконана статистична обробка часових рядів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля за даними 32 гідрологічних постів в басейні Сіверського Дінця. Співвідношення коефіцієнта асиметрії та варіації як шарів весняного стоку, так і максимальних витрат води нормовано на рівні $C_s = 2C_v$.

Територіальне узагальнення коефіцієнтів варіації шарів стоку і максимальних витрат води в басейні р.Сіверський Донець показало, що при збільшенні географічної широти значення C_v зменшуються і можуть бути представлені рівняннями:

- для шарів стоку

$$(C_v)_Y = 0.68 - 0.097(\varphi^o - 50); \quad (1)$$

- максимальних витрат води водопілля

$$(C_v)_{Qm} = 1.02 - 0.19(\varphi^o - 50), \quad (2)$$

де φ^o - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів (у частках град.півн.ш.).

При переході до прогнозування стоку весняного водопілля в басейні р.Сіверський Донець автори роботи спираються на науковий метод територіального довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля рівнинних річок [2,3].

В гідрологічній практиці існують територіальні методи прогнозу, які відносяться головним чином до шарів весняного стоку. Для максимальних витрат (рівнів) води водопілля на річках, які становлять основну загрозу при затопленнях територій, просторові методи прогнозу практично відсутні і не використовуються на практиці. Це пов'язано з тим, що і максимальні витрати води, і їх модулі залежать від розмірів водозборів, що не дає змогу їх територіального узагальнення. Тому довгострокове прогнозування максимальних витрат чи рівнів води ведеться лише для окремих річок, які мають тривалі часові ряди гідрологічних спостережень.

Результати дослідження та їх аналіз. Науково-методична база для довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на річках в басейні Сіверського Дінця представлена залежностями модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середньобаторічних значень для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді

$$k_m = f(k_X), \quad (3)$$

де k_m - модульні коефіцієнти: для шарів весняного стоку $k_m = Y_m / Y_0$, де Y_m та Y_0 - шари весняного стоку та їх середньобогаторічні значення, мм; для максимальних витрат (модулів) води весняного водопілля $k_m = q_m / q_0$, де q_m та q_0 - максимальні модулі весняного водопілля та їх середньо багаторічні значення, м³/(с·км²).

Модульні коефіцієнти загальних запасів вологи, які беруть участь у формуванні весняного водопілля k_X , включають

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (4)$$

де S_m та S_0 - значення середніх на водозборах максимальних снігозапасів та їх норма, мм;

X_1 і X_{1_0} - рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх норма, мм;

X_2 і X_{2_0} - рідкі опади періоду спаду водопілля та їх норма, мм (враховуються при прогнозі шарів стоку водопілля).

Для встановлення типу майбутньої весни визначається знак лінійної дискримінантної функції DF , яка для річок басейну Сіверського Дінця розраховується в дату складання прогнозів за таким рівнянням [2,3]

$$DF = a_0 + a_1 k_X + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02}, \quad (5)$$

де $A = (a_0, a_1, a_3, a_4)$ - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції.

Значення цих коефіцієнтів при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках басейну Сіверського Дінця наведені в табл.1.

Таблиця 1 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантної функції (5) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні Сіверського Дінця

Функція	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF1$	0.54	-10.6	4.29	3.13	-0.33
$DF2$	-0.05	-2.20	5.97	2.69	0.97

Для розрахунку DF до вектор-предиктора дискримінантної функції були віднесені такі фактори весняного водопілля (виражені у модульних коефіцієнтах), як:

а) середньобогаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві, що накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення, і весняні опади, тобто

$$k_X = \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}};$$

б) індекс зволоження ґрунтів – середній річковий модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року, віднесений до його норми, тобто

$$k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{09-01})_0;$$

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів, у вигляді $k_L = L / L_0$;

г) середньомісячна температура повітря у лютому $\theta_{02} \text{ } ^\circ\text{C}$.

Прогноз величин шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля у вигляді відносних їх значень здійснюється так:

– за знаком дискримінантної функції DF встановлюється тип водності очікуваного водопілля – вище, близько або нижче норми;

– прогноз чисельних величин виконується за регіональними залежностями для шарів стоку чи максимальних витрат води у вигляді (3), які описуються поліномом за умов застосування кривих за ознаками DF

$$k_m = b_0 + b_1 k_x + b_2 k_x^2 + b_3 k_x^3, \quad (6)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 - коефіцієнти полінома, значення яких для прогнозу шарів весняного стоку річок басейну Сіверського Дінця наведено в табл.2.

Таблиця 2 – Коефіцієнти полінома (6) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні Сіверського Дінця

Номер підрайону в межах басейну	Умови застосування дискримінантних рівнянь	Параметри рівняння			
		b_0	b_1	b_2	b_3
а	$DF1 > 0$	0,08	0,36	0,52	0,51
	$DF1 \leq 0, DF2 \geq 0$	0	0,02	0,53	0,12
	$DF1 < 0, DF2 < 0$	0,01	-0,11	0,30	0,08
б	$DF1 > 0$	0,02	0,17	1,57	-0,46
	$DF1 \leq 0, DF2 \geq 0$	0,01	-0,10	0,65	-0,056
	$DF1 < 0, DF2 < 0$	0,01	-0,11	0,30	0,08
в	$DF1 > 0$	0,02	-0,28	1,57	0,65
	$DF1 \leq 0, DF2 \geq 0$	0,01	0,17	0,40	0,50
	$DF1 < 0, DF2 < 0$	0,04	-0,42	0,55	0,10
г	$DF1 > 0$	0,03	0,04	2,26	0,53
	$DF1 \leq 0, DF2 \geq 0$	-0,04	0,95	-1,85	1,69
	$DF1 < 0, DF2 < 0$	-0,02	0,13	-0,06	0,16

Виконані розрахунки показали, що коефіцієнти рівнянь DF зберігаються постійними в межах водозборів басейну Сіверського Дінця, а за виглядом одержаних прогнозних залежностей виділено чотири підрайони. Такі узагальнення дозволяють використовувати запропонований метод при оперативному прогнозуванні максимального стоку будь-яких річок басейну Сіверського Дінця, навіть за відсутності спостережень на них.

На дати випуску прогнозу шарів стоку водопілля є невідомі фактори - максимальні запаси води у сніговому покриві і опади під час весняного водопілля. Розраховуються вони за такою схемою

$$(S_m + X'_1 + X'_2)_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_l) + k_l S_{ДСП} f_l] + \Delta \bar{S} + X'_1 + X'_2, \quad (7)$$

де $S_{ДСП}$ - максимальні запаси води в сніговому покриві (одержані за снігомірною зйомкою на відкритих частинах водозборів), які вимірюються на дату складання прогнозу, мм;

f_l - частка площі водозборів, зайнята лісом;

k_l - коефіцієнт підвищеного снігонакопичення у лісі (прийнятий на рівні 1.13);

$\Delta \bar{S}$ - середньобаторічне значення поповнення снігозапасів, відомих на дату випуску прогнозу, до їх максимальних значень, мм;

X'_1 - опади, які випадають на танучий сніг, мм;

X'_2 - опади, які надходять на поверхню ґрунту, що звільнилася від снігу, мм.

Практичні рекомендації для визначення нормальних добавок $\Delta \bar{S}$ та величин опадів X'_1 і X'_2 з урахуванням метеорологічного їх прогнозу, надані в [3].

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів k_m знаходяться самі величини:

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0; \quad (8)$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m q_0 F, \quad (9)$$

де Y_0 або $Q_0(q_0)$ – норма шарів весняного стоку або максимальних витрат (модулів) води, які розраховуються для окремих річок за часовим рядом спостережень на них;

F – площі водозборів річок, км².

За відсутності тривалих гідрологічних вимірів на річці норму Y_0 можна визначити за карто-схемою її розподілу на досліджуваній території. Що стосується норм максимальних витрат води або їх модулів, які залежать від розмірів водозборів і не можуть бути безпосередньо картовані, запропонована методика їх визначення, заснована на моделі одномодальних типових гідрографів водопілля [4], у вигляді

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (10)$$

де q_0 і q'_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку та схилового припливу, відповідно, м³/(с·км²);

$\psi(t_p / T_0)$ - трансформаційна функція розпластування паводкових хвиль під впливом русло-заплавного регулювання тало-дошових вод;

ε_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер та водосховищ руслового типу.

Для розрахунку середньобаторічного значення модуля максимальних витрат води схилового припливу q'_m Є.Д.Гопченком [4] рекомендується формула

$$q'_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (11)$$

де Y_0 – норми шарів весняного стоку, які визначаються за карто-схемою їх розподілу по території [3], мм;

T_0 – тривалість схилового припливу води, яка також визначається за карто-схемою розподілу її величини по території басейну [3], год;

$(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу, який в межах рівнинної території України, у тому числі й для басейну Сіверського Донця, береться рівним 8.0.

Методика визначення інших параметрів розрахункової схеми норм максимальних модульних коефіцієнтів виконується за рекомендаціями, наданими в [3]. Слід також відзначити, що до карто-схем Y_0 та T_0 пропонується застосовувати коефіцієнти на залісеність та заболоченість водозборів.

В запропонованій прогнозній схемі характеристик весняного водопілля в басейні Сіверського Дінця передбачено також встановлення забезпеченості або ймовірності настання прогнозних величин весняного водопілля у багаторічному розрізі, яка визначається за допомогою кривої трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля при середньому по території значенні співвідношення $C_s / C_v = 2.5$.

Встановлення забезпеченості виконується за значеннями коефіцієнтів варіації C_v і модульних коефіцієнтів шарів стоку (максимальних витрат води) водопілля k_m за таблицями С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_Y(Q_m) < P_2, \quad (12)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості, %.

За відсутності даних спостережень по річках рекомендується використовувати карту розподілу коефіцієнтів варіації C_v по території або одержані для басейну Сіверського Дінця рівняння (1) чи (2).

Оцінка методики прогнозу шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля була здійснена за даними десяти річок басейну Сіверського Дінця за період з 1966 по 2000 роки, причому більшість з них складала незалежну вибірку. Виконані перевірені прогнози показали такі результати: справджуваність прогнозів коливається в межах від 88 до 60%, при змінюванні критерію якості S/σ від 0.49 до 0.82. Завчасність складених прогнозів знаходиться в межах 20-40 діб.

В територіальній методиці довгострокових прогнозів представлення прогнозних у поточному році характеристик весняного стоку відбувається шляхом побудови карто-схем очікуваних величин, причому у вигляді безрозмірних їх значень – модульних коефіцієнтів. Одержані з прогнозних карто-схем для геометричних центрів тяжіння будь-яких водозборів значення характеристик водопілля перераховуються у самі шари стоку або максимальні витрати води водопілля, відповідно за рівняннями (8) або (9) та рекомендаціями до визначення норм стокових характеристик.

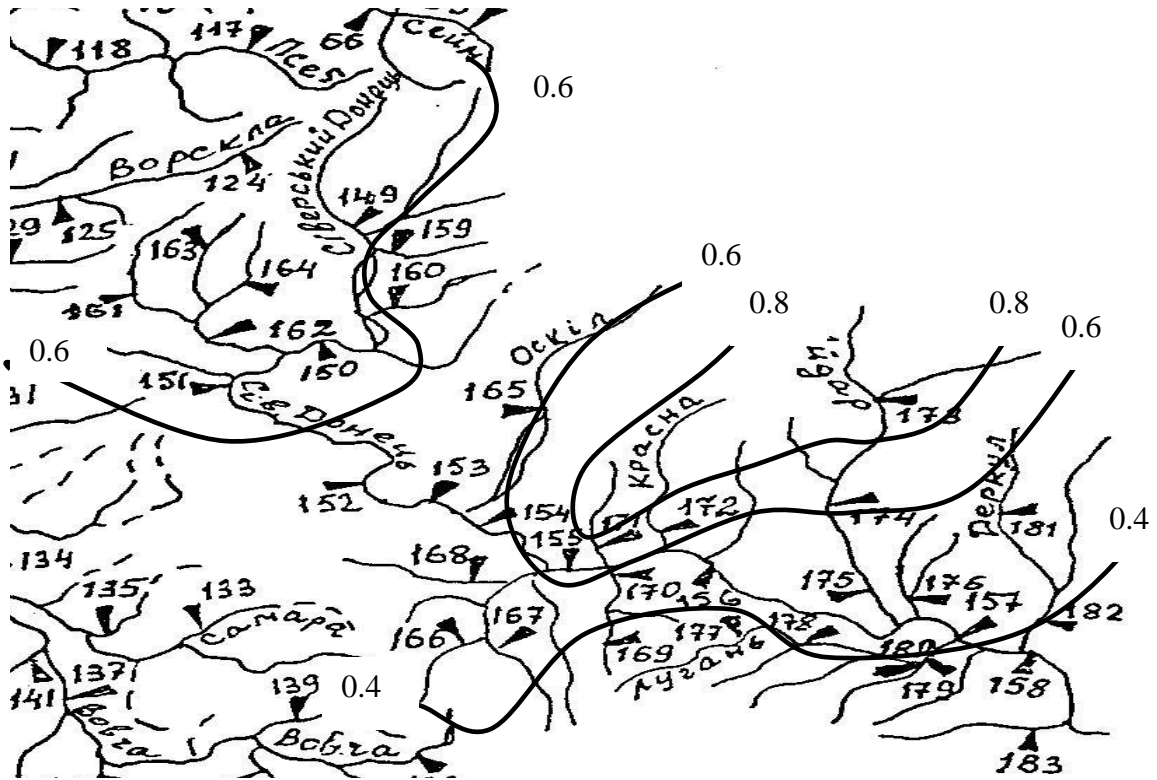


Рис. 1 – Просторовий розподіл по території басейну Сіверського Дінця прогнозних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2010 р. (прогноз складений в дату S_m – 20 лютого).

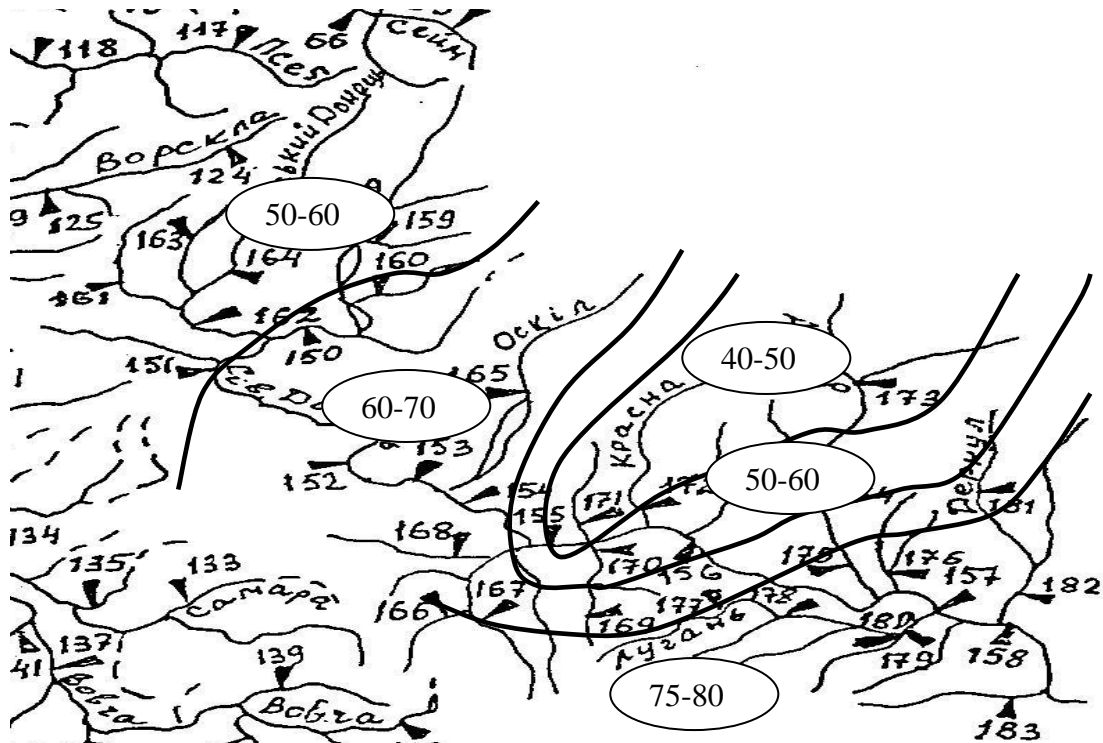


Рис. 2 – Просторовий розподіл по території басейну Сіверського Дінця ймовірності настання у багаторічному розрізі шарів стоку весняного водопілля 2010 р. (прогноз складений в дату S_m – 20 лютого) – P%.

Крім того, ймовірнісні оцінки або забезпеченість $P\%$ очікуваних характеристик весняного стоку також представляються у картографічному вигляді.

За розробленою методикою здійснено оперативний прогноз шарів стоку весняного водопілля для поточного 2010 г. на річках басейну Сіверського Дінця (для 10 опорних гідрологічних постів), а прогнозні величини шарів стоку водопілля представлені у вигляді двох карт: модульних коефіцієнтів шарів стоку (рис.1) та ймовірності їх появи в багаторічному розрізі (рис.2).

Наведені карто-схеми дають можливість оцінити розміри водопілля на річках всього басейну Сіверського Дінця. Так, весняне водопілля 2010 р. формувалося в умовах значної величини снігозапасів (за даними снігозйомки 20 лютого величини снігозапасів досягли максимуму (S_m) і коливалися від 27 до 123 мм або в модульних коефіцієнтах – на рівні і вище від норми), при промерзанні ґрунтів 30-55 см (близькими та нижчими за норму) та добре зволоженому метровому їх шарі в основному за рахунок зимового паводку у січні 2010 р. Танення снігу відбувалося протягом тривалого часу при поверненні холоду і з повторним снігонакопиченням в північній частині басейну. Складений прогноз шарів стоку весняного водопілля показав, що вони майже на всій території басейну Сіверського Дінця не перевищували норму (модульний коефіцієнт k_m склав 0.6-0.8), а в південній частині басейну $k_m=0.4$ (рис.1). Карто-схема ймовірності настання такого водопілля (рис.2) свідчить про те, що його повторюваність $P\%$ знаходиться на рівні 60-70% і 40-50% в різних частинах басейну. Оцінка складеного по запропонованій методиці прогнозу шарів стоку весняного водопілля 2010 р. для р.Сіверський Донець – м.Ізюм (при допустимій похибці прогнозу шарів стоку 12 мм) представлена на рис.3.

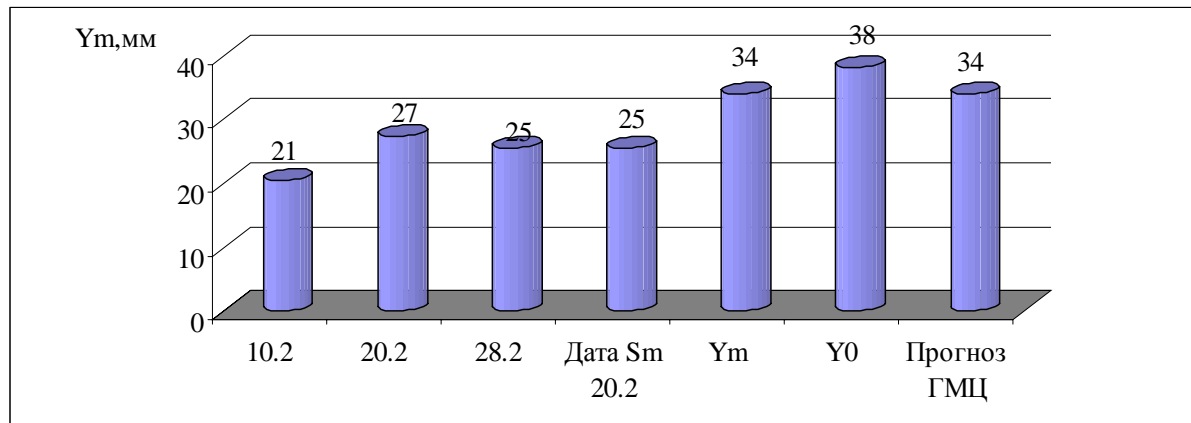


Рис. 3 – Оцінка прогнозу шарів стоку весняного водопілля 2010 р. р. Сіверський Донець – м.Ізюм.

Умовні позначення:

10.2; 20.2; 28.2; Дата S_m 20.2 – дати складання прогнозу;

Y_0 – середньобогаторічний шар стоку водопілля;

Y_m – спостережена величина шару стоку весняного водопілля 2010 р.;

Прогноз ГМЦ – значення шару стоку водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

Висновки. Запропонований метод довгострокового просторового прогнозу характеристик весняного стоку дозволяє для басейну Сіверського Дінця:

1. Проводити прогнозування на основі врахування типу водності майбутнього водопілля з використанням дискримінантної функції, в якій поєднується в кожному році низка чинників, що обумовлюють формування різних за розмірами водопілля.

2. Складати прогнози шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля із завчасністю 20-40 діб.

3. Представляти прогнозні характеристики в картографічній формі у вигляді безрозмірних величин – модульних коефіцієнтів, а також встановлювати ймовірність очікуваних розмірів водопілля в багаторічному розрізі.

4. Краща якість прогнозів досягається для зим зі сталим сніговим покривом (як, наприклад, зима 2010 р.). Але окремі труднощі виникають при наявності зимових відлиг, що є частим явищем впродовж останніх років.

Метод прогнозу водності водопілля для річок басейну Сіверського Дінця можна використовувати в оперативній практиці Харківського гідрометеорологічного центру (з побудовою карто-схем очікуваних величин за допомогою комп'ютерних технологій).

Список літератури

1. *Северско-Донецкий природный комплекс.* – Харьков: Изд-во при ХГУ издательского объединения «Вища школа», 1980 – 85 с.

2. *Гопченко Е.Д., Шакирманова Ж.Р.* Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. – К.: КНТ, 2005. - 240 с.

3. *Гопченко Е.Д., Шакирманова Ж.Р.* Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2008. – Вип. 50, ч. II. – С. 158-168.

4. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 302 с.

Долгосрочный прогноз характеристик весеннего половодья в бассейне р.Северский Донец. Шакирманова Ж.Р., Середина И.П.

Предложенный метод территориального долгосрочного прогнозирования характеристик весеннего половодья с пространственным представлением в виде карт ожидаемых модульных коэффициентов половодья и их вероятностных оценок позволит для р.Северский Донец в оперативном режиме составлять прогноз весеннего половодья (с заблаговременностью 20-40 суток) в отделах гидрометеорологической службы.

Ключевые слова: долгосрочный прогноз, типизация вёсен, вероятностные оценки.

The long-term forecasts of characteristics of spring floods in the basin of r.Seversky Donets. Shakirmanova J., Seredina I.

The offered method of territorial long-term forecasts of characteristics of spring flood with its spatial representation in the form of map for the expected module coefficients of the flood and their probabilistic estimation will make it possible for the basin r.Seversky Donets in the on-line mode to make the forecast of spring flood (at forecast lead time of 20-40 days) at the departments of the hydrometeorological service.

Keywords: long-term forecasts, distributions of spring, probabilistic estimation.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РЕКИ УКРАИНЫ

В работе выполнен анализ временных и пространственных колебаний годового стока рек Украины и основных показателей климата – годовых сумм осадков и среднегодовых температур воздуха. Проведена сравнительная оценка временных изменений главных климатических факторов и годового стока.

Ключевые слова: колебания климатических факторов, колебания годового стока.

Введение.

Деятельность человека, главным образом, сжигание ископаемых видов топлива и изменение земной поверхности вызывает изменение концентрации атмосферных составляющих или свойств поверхности. Большинство систем Земли, которые обеспечивают жизнедеятельность человека, чувствительны к изменениям климата, что может вызвать последствия в продуктивности и структуре природных экосистем [1, 5].

С 60-х годов XX столетия во многих регионах Земли наблюдается изменение климата, в том числе, и на территории Украины. На протяжении последних десятилетий произошли изменения среднегодовых значений температур воздуха, годовых сумм осадков и годового стока рек [2, 3, 4]. Эти изменения связывают с изменениями в характере крупномасштабных атмосферных процессов, которые вызваны концентрацией загрязняющих газов в воздухе [6, 7, 8].

В работе выполнена сравнительная оценка многолетней изменчивости климатических факторов и годового стока. Как характеристики климата, рассматриваются годовые осадки и среднегодовые температуры воздуха. Последние являются непрямым показателем испарения, а также используются для анализа регионального проявления глобального потепления.

Целью работы является установление закономерностей изменений стокоформирующих климатических факторов и годового стока рек на территории Украины.

Материалы и методы исследований.

В работе использованы материалы наблюдений за среднегодовыми значениями осадков, температур воздуха и стока рек для метеостанций и гидрологических постов с периодом наблюдений 100 и более лет [9].

Основными методами исследования являются методы факторного анализа и разностных интегральных кривых.

На основе факторного анализа было выполнено районирование территории Украины по годовым суммам осадков, среднегодовым температурам воздуха, а также по величинам годового стока рек. Анализ синхронности колебаний годовых осадков и годового стока рек позволил установить, что территория Украины может быть разделена на Западную (Правобережную) и Восточную (Левобережную) части. Поле температур описывается только одним фактором, т.к. температура воздуха является достаточно инертной характеристикой, обладающей незначительной пространственной изменчивостью [5].

Метеорологические данные брались по одиннадцати метеостанциям. Метеостанции Восточной Украины: г.Киев, г.Умань, г.Лубны, г.Луганск, г.Полтава, г.Харьков. Метеостанции Западной Украины: г.Рахов, г.Черновцы, г.Львов, г.Коломыя и г.Житомир.

К водосборам Восточной Украины отнесены: р.Десна – г.Чернигов, р.Северский Донец – г.Змеев, к водосборам Западной Украины: р.Припять – г.Мозырь, р.Южный Буг – г.Александровка, р.Днестр – г.Залещики, р.Западный Буг – г.Вышков, р.Тиса – г.Польгар, р.Муреш – г.Арад, р.Прут – г.Черновцы, р.Днестр – г.Бендеры. Кроме того, использованы данные по водосборам верхнего Днепра (р.Сож – г.Гомель, р.Днепр – г.Речица, р.Днепр – г.Киев) и р.Неман (р.Неман – г.Смолянинкай).

Результаты исследований и их анализ.

Для характеристики цикличности колебаний среднегодовых температур воздуха был построен график совмещенных разностных интегральных кривых по температурам воздуха для Левобережной (Восточной) Украины (рис.1). В многолетних колебаниях среднегодовых температур воздуха можно выделить две фазы:

- с 1900 по 1933 гг. – холодную (отрицательную);
- с 1934 по 2002 гг. – теплую (положительную).

Для Правобережной (Западной) Украины фазы колебаний среднегодовых температур воздуха имеют другую продолжительность (рис.2):

- с 1946 по 1988 гг. – холодная (отрицательная) фаза;
- с 1989 по 2002 гг. – теплая (положительная) фаза.

Таким образом, мы видим, что в последнее время на всей территории Украины прослеживается теплая (положительная) фаза в колебаниях температур воздуха. Начиная с 1988 года, прирост температур воздуха стал более интенсивным.

На основе анализа разностных интегральных кривых годовых сумм осадков для Левобережной Украины выделены две фазы водности (рис.3):

- с 1919 по 1964 гг. – сухая (отрицательная);
- с 1965 по 2002 гг. – влажная (положительная).

Исключением является г.Киев, для которого фаза влажных лет началась намного раньше (с 1910 г.) и продолжается до сих пор.

Проанализировав разностные интегральные кривые по годовым осадкам на территории Правобережной Украины (рис.4), можно выделить три фазы:

- с конца 18 столетия по 1964 г. – сухую;
- с 1965 по 1981 гг. – влажную;
- с 1982 по 2002 гг. – сухую.

Следовательно, в начале XXI столетия на территории Восточной Украины наблюдается положительная фаза в колебаниях годовых сумм осадков, на территории Западной – отрицательная, в ходе которой в конце XX века отмечен «всплеск» лет повышенного увлажнения.

Анализ цикличности колебаний годового стока, выполненный по разностным интегральным кривым позволил выделить 3 области с синхронными колебаниями стока: северную, западную и восточную. К северной области отнесены водосборы р.Неман и верхней части р.Днепр; к западной: : р.Припять – г.Мозырь, р.Южный Буг – г.Александровка, р.Днестр – г.Залещики, р.Западный Буг – г.Вышков, р.Тиса – г.Польгар, р.Муреш – г.Арад, р.Прут – г.Черновцы, р.Днестр – г.Бендеры. «Представителями» Восточной Украины являются водосборы рек: р.Десна – г.Чернигов, р.Северский Донец – г.Змеев.

Каждая из областей имеет отличные от предыдущих даты начала и конца фаз водности и их продолжительность.

- На территории Восточной (Левобережной) Украины выделяют следующие фазы водности (рис.5):
 - с 1945 по 1976 гг. - маловодная;
 - с 1977 и до 2002 г. - многоводная.

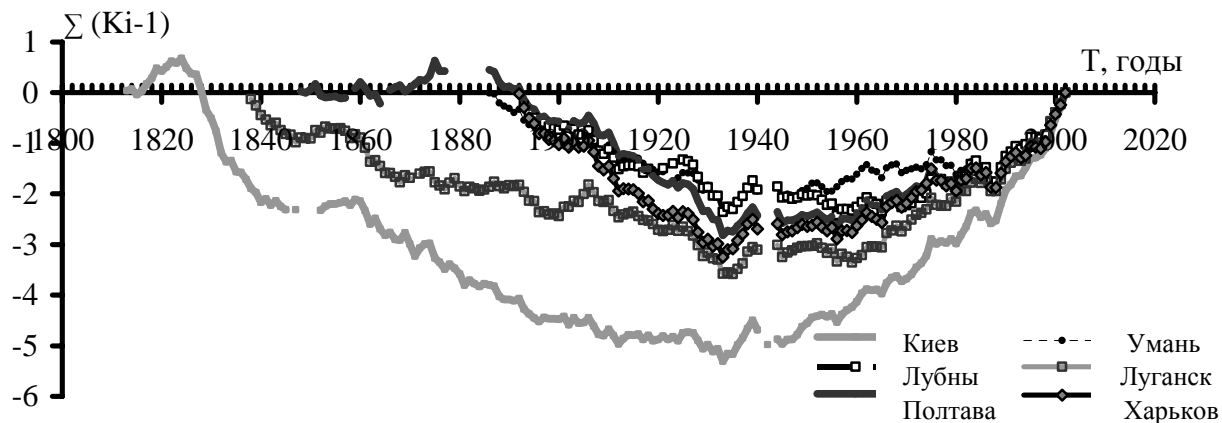


Рис. 1 – Совмещенные разностные интегральные кривые среднегодовых температур воздуха (Левобережная Украина)

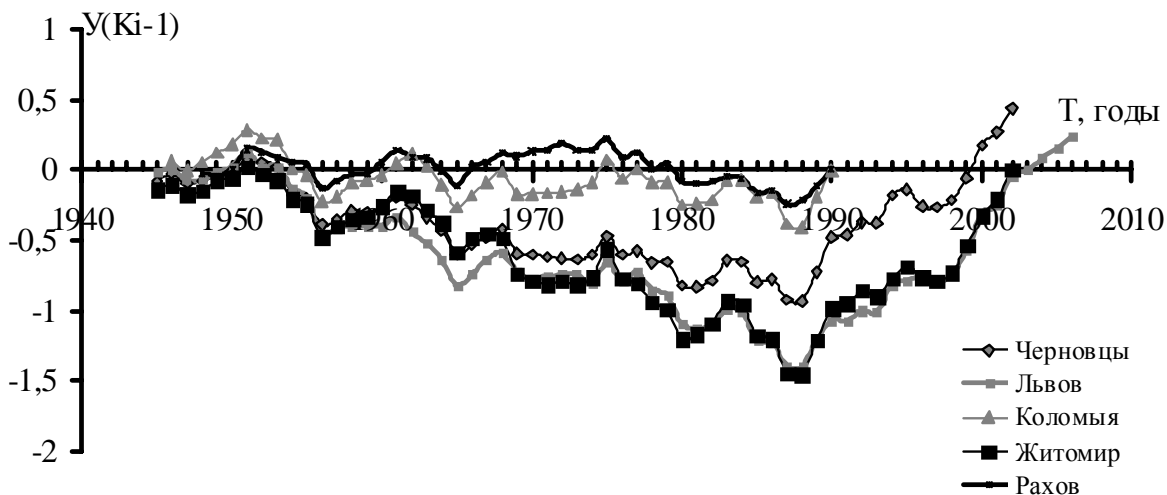


Рис. 2 - Совмещенные разностные интегральные кривые среднегодовых температур воздуха (Правобережная Украина)

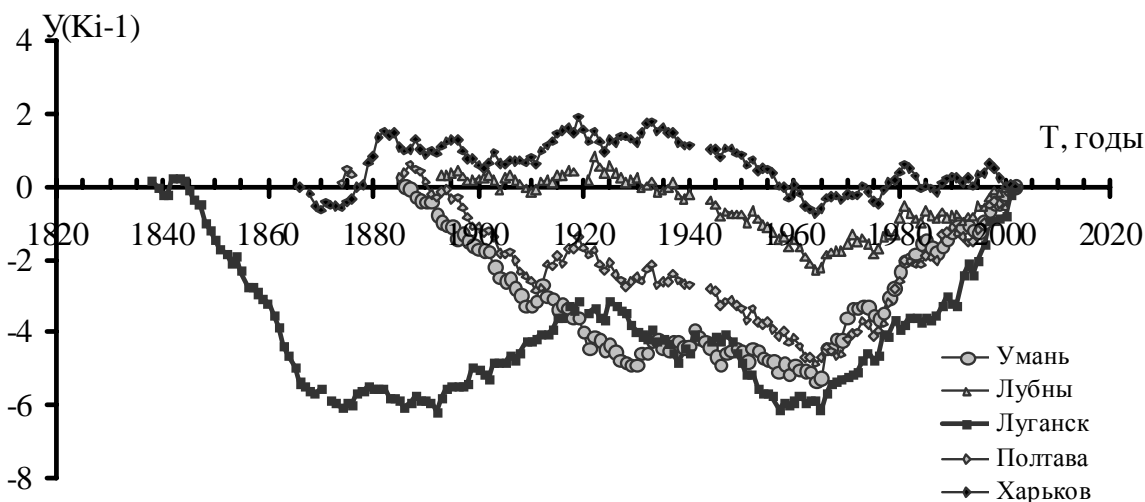


Рис 3. - Совмещенные разностные интегральные кривые годовых сумм осадков (Левобережная Украина)

- На территории Западной (Правобережной) Украины длительность фаз водности следующая (рис.6):
 - с 1942 г. и до 1964 г. - маловодная фаза;
 - с 1965 по 1983 гг. - многоводная фаза;
 - с 1984 по 2002 гг. - маловодная фаза.
- Для верхней части бассейна р.Днепр колебания водности изменяются таким образом (рис.7):
 - с начала века до 1942 г. - многоводная фаза;
 - с 1943 по 1964 гг. - средние по водности годы;
 - с 1965 г. и до 2002 г. - маловодная фаза.

В колебаниях р.Днепр, с 90- годов XX века, на фоне маловодной фазы колебаний годового стока отмечается «всплеск» водности.

В пределах Восточной (Левобережной) Украины с 1965 года наблюдается положительная фаза в колебаниях годовых сумм осадков и с 1933 положительная фаза колебаний среднегодовых температур, т.е. формирование годового стока рек происходит как при повышенном испарении с поверхности суши, так и при увеличенных осадках. Увеличение увлажненности территории Восточной Украины обусловило появление многоводной фазы с 1976 года. Однако, усиленный рост температур воздуха, происходящий на востоке страны за последние десятилетия, вызвал некоторое снижение водности в лесостепной зоне, которое может перерасти а маловодную фазу.

В Правобережной Украине с 1981 года и до середины 90-х годов наблюдается сухая фаза в колебаниях осадков, которая вызвала маловодье, начиная с 1982 года. С середины 90-х годов на фоне маловодной фазы отмечен «всплеск» повышенной водности.

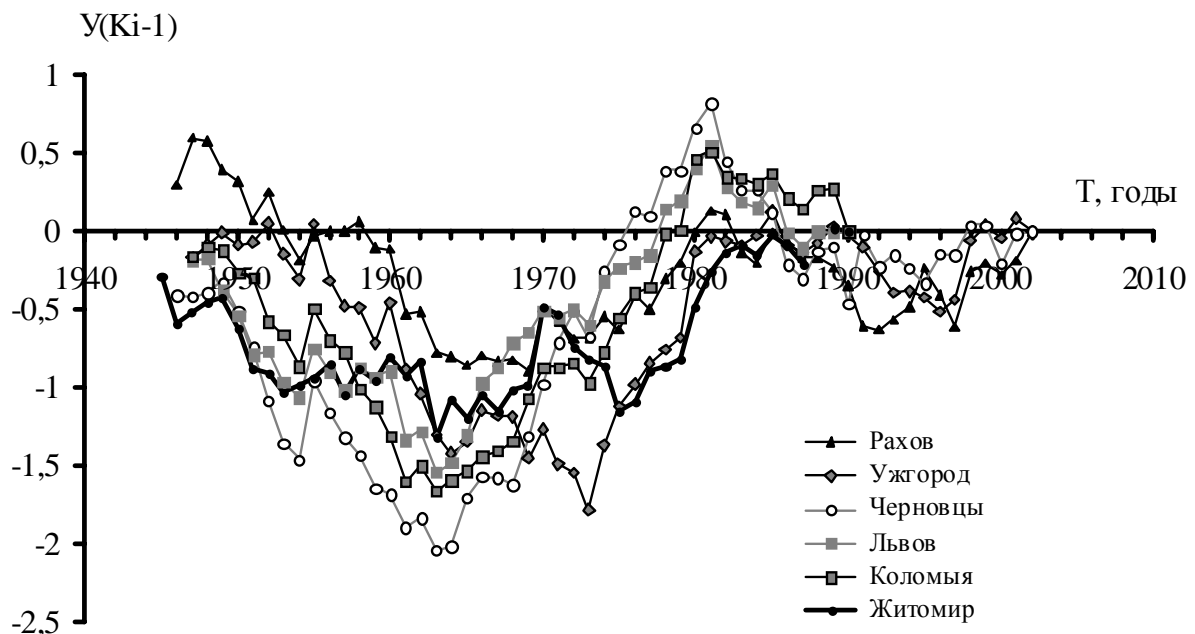


Рис. 4 - Совмещенные разностные интегральные кривые годовых сумм осадков (Правобережная Украина)

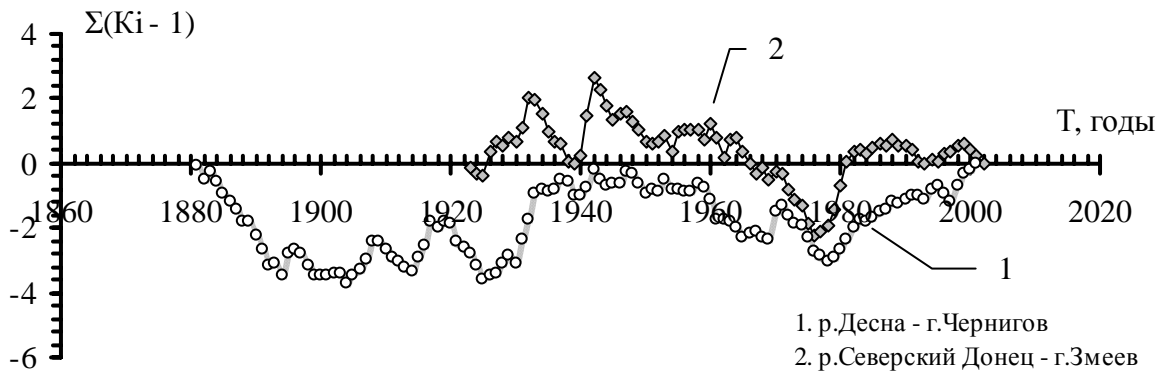


Рис. 5 - Совмещенные разностные интегральные кривые годового стока рек Левобережной Украины

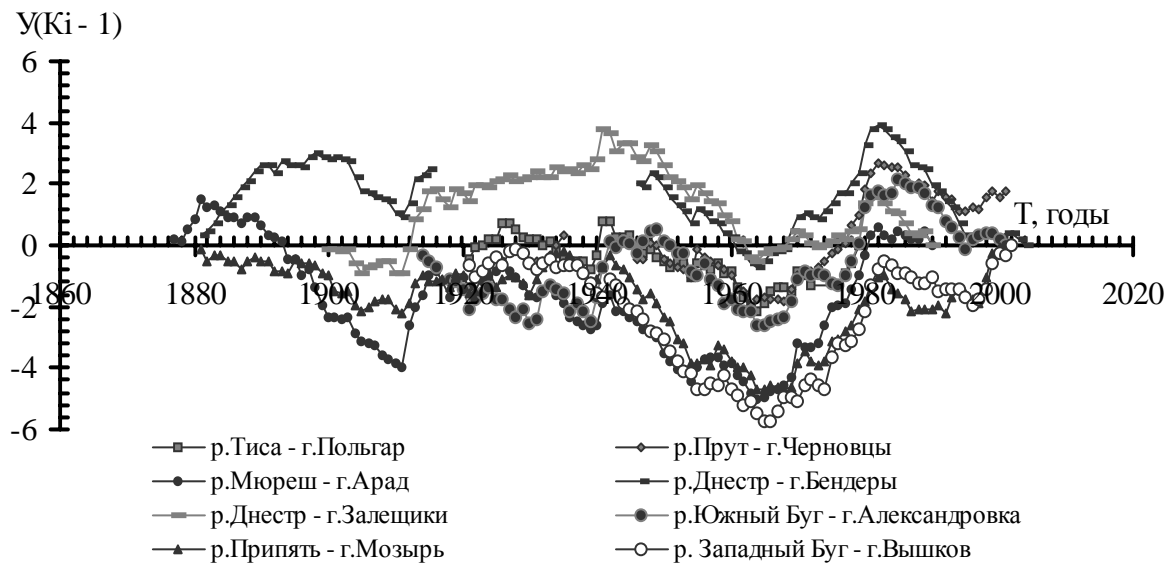


Рис. 6 - Совмещенные разностные интегральные кривые годового стока рек Правобережной Украины

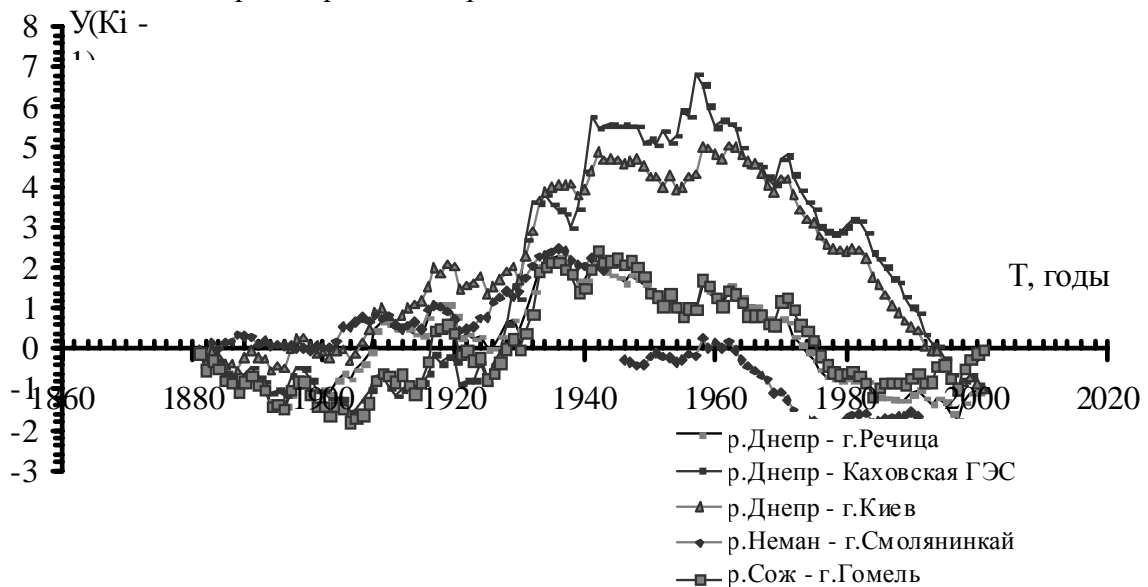


Рис. 7 - Совмещенные разностные интегральные кривые годового стока в бассейнах рек Днепр и Неман

Выводы.

Колебания водности рек Украины определяются соотношением ресурсов тепла и влаги. Ресурсы тепла зависят от средних годовых температур воздуха, ресурсы увлажнения - от годовых сумм осадков.

Во внутривековых колебаниях климатических факторов в Левобережной Украине в конце XX-го и начале XXI-го века выделена положительная фаза в колебаниях осадков и положительная фаза в колебаниях сока, на фоне которой в лесостепной зоне появляются маловодные годы, что определено интенсивным ростом температур воздуха с 1988 года.

В пределах правобережной Украины в конце XX-го - начале XXI-го столетия в колебаниях годовых сумм осадков отмечена сухая фаза (с 1981 года), вызвавшая маловодье стока с 1982 года.

Водность Верхнего Днестра также находится в маловодной фазе колебаний годового стока.

Список литературы.

1. Барабаш М.В., Грибенюк Н.П., Татарчук О.Г. Зміна клімату при глобальному потеплінні // Водне господарство України. –1998.-№3.- С.9-12.
2. Коробчинська А.О., Рудник А.О. Часова та просторова мінливість річного стоку р.Дніпро.// Матеріали студентської наукової конференції. - Одеса, 2007. С.128.
3. Коробчинская А.А. Особенности колебаний стока рек равнинной территории Украины. //Матеріали студентської наукової конференції. - Одеса, 2008. С.64.
4. Лобода Н.С., Коробчинська А.О., Рудник А.О. Коливання річного стоку басейну р.Дніпро у зв'язку із змінами клімату.// Вісник Одеського екологічного університету. - 2008. - №8. - С.117-124.
5. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
6. Мартазінова В.Ф., Свердлик Т.А. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом XX ст. та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію повітря в Україні // Український географічний журнал. - 2001. - № 2. - С.28-34.
7. *Предстоящие* изменения климата / Под ред. М.И. Будыко, Ю.И. Израэля, М.С. Маккракена, А.Д. Хекта – Л.:Гидрометеиздат,1991. – 272 с.
8. Свердлик Т. Мінливість у масштабах десятиріч атмосферної циркуляції повітря північної півкулі // Україна та глобальні процеси: географічний вимір. Зб. наук. пр. - Київ - Луцьк : Вежа, 2000. - т.2. - С. 308 - 311.
9. Школьний Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Навчальний посібник. - К.: Міносвіти України, 1999. - 600 с.

Мінливість клімату та його вплив на водність річок України.

Лобода Н.С., Коробчинська А.О., Рудник А.О.

У роботі виконано аналіз часових і просторових коливань річного стоку річок України і основних показників кліматичних змін – річних сум опадів і середньорічних температур повітря. Зроблена порівняльна оцінка часових змін головних кліматичних факторів та річного стоку.

Ключові слова: коливання кліматичних факторів, коливання річного стоку.

Changes of climate and his influence on hydraulicity the river of Ukraine.

Loboda N.S., Korobchinskaya A.A., Rudnik A.A.

In this work there were analyzed conformities of temporal and spatial variations of annual runoff in river of Ukraine and basic indices of climatic changes such as annual precipitation and atmospheric temperature. There was implemented a comparative estimation of temporal changes of basic climatic factors and annual runoff.

Keywords: variations of climatic factors, variations of an annual runoff.

А.С. Головатюк, к.географ.н., Ю.Н. Соколов*, д.техн.н.

Одесский национальный политехнический университет

*Одесский государственный экологический университет

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОДУЛЯ УПРУГОСТИ ЕСТЕСТВЕННОЙ БОЛОТНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

Результаты работы направлены на изучение упругости естественной болотной растительности. Приведены результаты полевых экспериментов для тростника обыкновенного. Предложена зависимость для определения стрелы прогиба от точки приложения силы, величины нагрузки, диаметра и состояния растений.

Ключевые слова: коэффициент шероховатости, прогиб растений, геометрия растительности, модуль упругости

Вступление

Взаимоотношения человека и окружающей среды очень актуальны в современном техногенном обществе. Пропускная способность зарастающих русел связана с развитием гидроэнергетики, мелиорации, предотвращением чрезвычайных ситуаций (наводнений, селей и т.д.). Определение коэффициента шероховатости в зависимости от количественных характеристик, описывающих растительность, является новым, прогрессивным направлением, повышающим качество и точность расчётов как меженного, так и максимального стока. Гидравлическое сопротивление русел рек, заросших водной растительностью участков поймы, традиционно оценивается путём сопоставления словесной характеристики с коэффициентом шероховатости [3, 5, 6]. При оценке влияния характеристик, определяющих шероховатость, важным моментом является установление численных параметров, описывающих упругость растительности. Получение зависимости между этими параметрами и коэффициентом шероховатости позволит в дальнейшем определять гидравлическое сопротивление пойм по материалам аэрофотосъёмки без трудоёмких наземных гидравлических измерений.

В логической геоботанике [8] наиболее широко используются такие частные морфологические критерии, как сомкнутость полога, густота леса, диаметр крон, среднее расстояние между растениями, средняя высота и толщина растений.

В 1960 году Е.А. Леонов писал, что “наиболее подходящей характеристикой заросшего русла должен быть коэффициент шероховатости, который учитывал бы не только геометрические размеры и формы, но и некоторые упругие свойства стеблей растений, оказывающие влияние на величину сопротивления. Ввиду наличия стеблей и листьев водной растительности потери энергии не могут целиком определяться сопротивлением трения” [2].

Сопротивление растительности представляет собой сумму сопротивления обтекания со срывами вихрей и сопротивления раскачивания (вибрации); последнее определяется той долей энергии потока, которая тратится на раскачивание и поддержание колебательного движения стеблей.

Потери на раскачивание зависят от упругих свойств стеблей и скорости течения воды в русле.

Нгуен-Таем, Конвенон, Т.Е. Юнни, И.М. Хиллом, Ю.Н. Соколовым [1, 5] предложены различные методы учёта упругости гибкой растительности.

Их недостатком является отсутствие экспериментальных измерений модуля упругости.

Методика определения упругости естественной болотной растительности

Целью данной работы являются экспериментальные исследования в натуральных условиях для естественной болотной растительности деформации тростника под действием постоянной нагрузки водного потока.

При расчёте скорости потока, которая включает влияние шероховатости, необходимо определить высоту водных растений в наклонном состоянии. Для этого в полевых условиях были проведены измерения параметров растительности, по которым в дальнейшем рассчитывался модуль упругости E , г/см² по общепринятым формулам в теории сопротивления материалов [1, 2]. Было проведено 26 опытов, включающих 106 измерений прогиба растений под влиянием переменных условий [1] (рис.1).

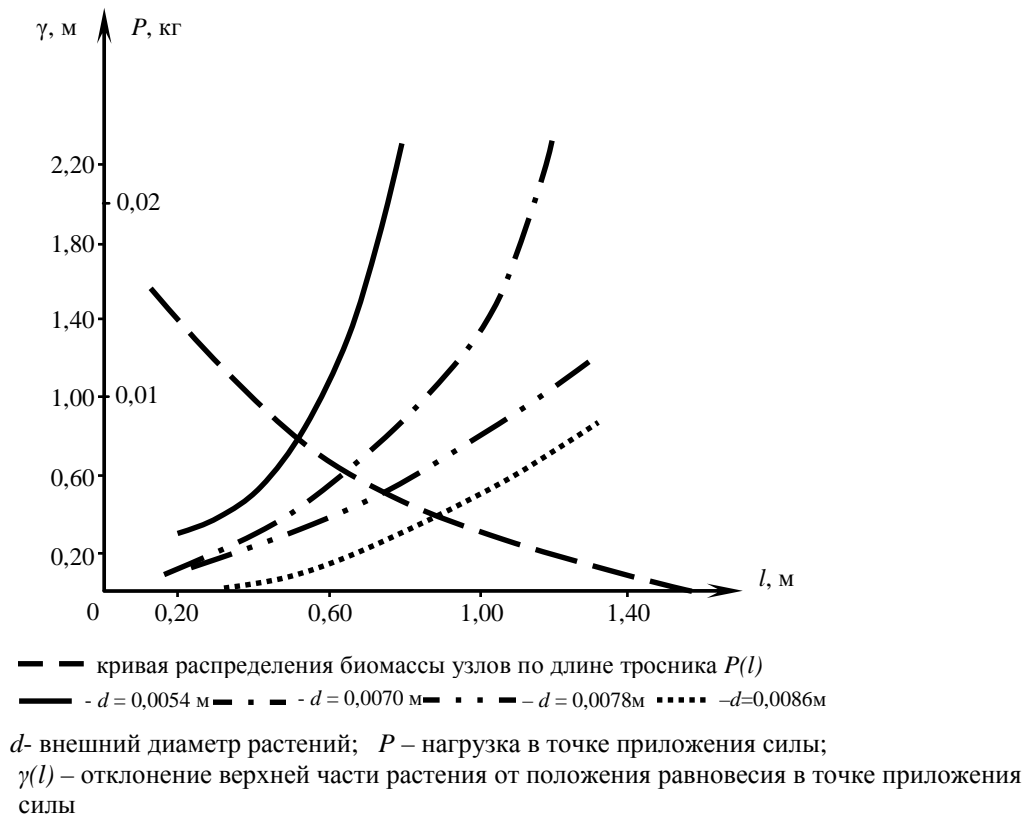


Рис. 1 – Изменение прогиба тростника в зависимости от точки приложения силы.

Поскольку естественная растительность обладает значительной гибкостью уже при малых нагрузках, возникла необходимость создания нагрузок от 0,01 до 0,05 кг. В отличие от существующих механических динамометров в качестве упругого элемента использована резина диаметром 1,5 мм. При измерениях отсчёты производились по линейной шкале. Динамометр был протарирован весовым способом с помощью набора стандартных разновесов в камеральных условиях. Логарифмическая тарировочная кривая аппроксимируется зависимостью

$$P = 0,006 \ln a + 0,16,$$

где a – расстояние на шкале динамометра; P - нагрузка, кг.

Ошибка значений P , рассчитанных по уравнению, составила 24,2 %.

В предварительной серии опытов через равные интервалы в 0,2 м по длине растения прикладывалась постоянная нагрузка в 40 г и измерялся его прогиб, т.е. расстояние, на которое отклонилась верхняя часть растений от положения нормали. Для растений диаметром $d = 0,0054$; 0,0070; 0,0078 и 0,0086 м была построена серия

кривых в координатах $\gamma(\ell) = f(\ell)$, где $\gamma(\ell)$ – отклонение верхней части растений от положения равновесия, ℓ – точка приложения силы. Точка перегиба, соответствующая максимальному градиенту изменения функции, располагается на расстоянии $0,58L$, где L – длина растения. Для выяснения зависимости максимального прогиба от качественных особенностей растений были проведены серии опытов с переменной нагрузкой ($P = 0,01; 0,02; 0,03; 0,04; 0,05$ кг), приложенной в точке $0,58L$. Испытывались свежесрезанные растения с диаметрами $0,0071; 0,0083$ м и высушенные растения с диаметром $0,0057; 0,0078$ м (табл. 1).

Таблица 1 -- Изменение стрелы прогиба при изменении нагрузки, диаметра и качества растения

d , м	P , кг					Качество растений
	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	
0,0057	0,042	0,096	0,126	0,135	0,235	высушенное
0,0071	0,014	0,031	0,044	0,055	0,069	свежесрезанное
0,0078	0,005	0,014	0,025	0,032	0,040	высушенное
0,0083	0,024	0,045	0,065	0,082	0,094	свежесрезанное

Анализ зависимости $P = f(\gamma(\ell), d)$ показал, что величина прогиба растений определяется не только точкой приложения ℓ и величиной нагрузки P , но также диаметром и состоянием растений. В опытах с одинаковым диаметром $0,0078$ м, но разной степенью сухости растений при нагрузке $P = 0,05$ кг прочность увеличивается более чем в 2 раза, что, видимо, следует объяснять уменьшением внутреннего давления испытуемых растений. Как и следовало ожидать, с увеличением диаметра растения стрела прогиба уменьшается. При сопоставлении высушенных растений с диаметром $0,0057$ м и $0,0078$ м при различных нагрузках прогиб их отличается примерно в четыре раза.

В основной серии опытов измерения прогиба проводились на растениях, срезанных непосредственно перед опытом в пойме реки Турунчук. Для каждого из семи растений ($d = 0,0057; 0,0066; 0,0078; 0,0095; 0,008; 0,007$ и $L = 1,2$ м) на расстоянии $0,2; 0,4; 0,6; 0,8$ и $1,0$ м от основания прикладывалась нагрузка $0,03$ и $0,05$ кг, и измерялась стрела прогиба тростника обыкновенного. Затем рассчитывался модуль Юнга для тел цилиндрической формы [4]

$$E = \frac{P \cdot \ell^3}{3Jx \cdot \gamma(\ell)}$$

Момент инерции Jx рассчитывался по формуле

$$Jx = \frac{\pi}{64} (d^4 - d_0^4),$$

где d – внешний, а d_0 – внутренний диаметр стебля. В опыте d_0 принималось равным $0,003$ м.

Известно, что для любых однородных материалов модуль упругости – величина постоянная, но в опытах модуль упругости для тростника изменяется в пределах $(15 \div 118) \cdot 10^5$ кг/м², что является следствием сложной структуры стебля как по ширине, так и по длине растения.

Зависимость $E = f(\ell)$ рассчитана методом наименьших квадратов для нечётного числа членов ряда [7]. Расхождение между ординатами эмпирической ($E_{\text{эмп}}$) и теоретической ($E_{\text{теор}}$) кривой, рассчитанными по уравнению, составило в среднем 7,3 % (табл.2).

Таблица 2 -- Сопротивление ординат эмпирической и теоретической кривой

ℓ	$E_{\text{теор}} \cdot 10^5$	$E_{\text{эмп}} \cdot 10^5$	$\Delta, \%$
0,2	22,4	27	20,5
0,4	53,7	51	5,1
0,6	85	82	3,5
0,8	116,3	112	3,7
1,0	147,6	153	3,7

Характер зависимости нелинейный, но поскольку показатель степени незначительно отличается от единицы ($E = 144,5\ell^{1,07}$), окончательно была принята линейная аппроксимация (рис.2)

$$E = 156,5 \ell - 8,9,$$

где E – модуль упругости, г/см², ℓ – точка приложения силы, м.

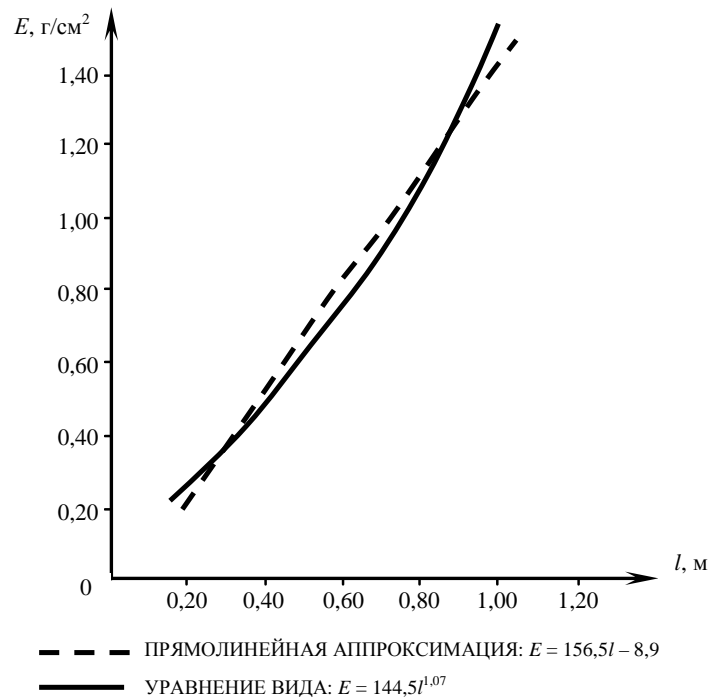


Рис.2 -- Зависимость модуля упругости (E) от точки приложения силы (l).

Выводы:

1. Высота растения L является интегральной характеристикой, включающей влияние диаметра стебля тростника, нагрузки и точки приложения силы .
2. Модуль упругости для стеблей тростника не постоянен и увеличивается по длине стебля снизу вверх.

3. На уровне 50 – 70 см плотность расположения узлов в два раза больше, чем на высоте 70 – 120 см; видимо, этим следует объяснить уменьшение модуля упругости в нижней части стебля [8].

Полученные результаты не противоречат физике процесса, являясь первой попыткой определения модуля упругости в натуральных условиях для естественной болотной растительности, в качестве которой рассматривался тростник обыкновенный.

Рассмотрение этого вопроса важно не только для гидравлических расчётов, но и для конструирования механизмов для проведения культуртехнических мелиораций. Пропускная способность открытых русел зависит от плотности, высоты и наклона произрастающей надводной болотной растительности.

Список литературы

1. Головатюк А.С., Соколов Ю.Н. Экспериментальные исследования деформации тростника под действием постоянной нагрузки водного потока // Динамика и термика рек, водохранилищ и эстуариев: Тез. II Всесоюз. конф. –С.-П., 1984. – Т. 1. – С. 11–13.
2. Леонов Е.А. Некоторые характеристики зарастающего речного русла в связи с методикой учёта стока воды // – Труды ГГИ. – 1960. – Вып.77. - С.74-85.
3. Лудов В.А. Исследование мелких зарастающих русел с помощью мобильного полевого гидравлического лотка. -- М., 1980.-28с. Деп. в НИСИ – ВНИИЧС, №1910.
4. Любошиц М.И., Цукович Г.И. Справочник по сопротивлению материалов. – Минск: Стройиздат, 1989. – 250с.
5. Нгуен Тай. Исследование гидравлических сопротивлений в заросших руслах. Гидравлика однородных и неоднородных жидкостей // Труды МИСИ. – 1972. – Вып. 89. – С. 65 – 71.
6. Павловский Н.Н. Гидравлический справочник. – М.: ОИТИ, 1987. – 892с.
7. Румишинский Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. – М.: Наука, 1971. – 90с.
8. Тростник. Материалы по биологии, экологии и использованию тростника обыкновенного в Казахстане / Под ред. Б.А. Быкова. – Алма-Ата: Наука, 1964. – 260с.

Визначення модуля пружності природної болотяної рослинності в натурних умовах.

Головатюк Г.С., Соколов Ю.М.

Результати роботи спрямовані на вивчення пружності природної болотяної рослинності. Приведені результати польових експериментів для очерету звичайного. Запропонована залежність для визначення стріли прогинання від точки додатку сили, величини навантаження, діаметру і стану рослин.

Ключові слова: коефіцієнт шорсткості, прогинання рослин, геометрія рослинності, модуль пружності

Definition of the module of elasticity of natural marsh vegetation in natural conditions.

Golovatyk A.S., Sokolov Yu.N.

Results of work are directed on studying of elasticity of natural marsh vegetation. Results of field experiments for a reed ordinary are resulted. Dependence for definition of an arrow of a deflection from a point of application of force, size of loading, diameter and a condition of plants is offered.

Keywords: roughness factor, deflection of plants, vegetation geometry, elasticity module

УДК 556.16

І.О. Шахман, к. геогр. н.

Херсонський гідрометеорологічний технікум ОДЕКУ

Н.С. Лобода, д. геогр. н.

Одеський державний екологічний університет

ОБГРУНТУВАННЯ СТРАТЕГІЇ ВОДОГОСПОДАРСЬКИХ ЗАХОДІВ НА ТЕРИТОРІЇ НИЖНЬОГО ПОДНІПРОВ'Я В УМОВАХ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

Пропонуються рекомендації щодо стратегії розвитку і масштабів водогосподарських перетворень в умовах глобального потепління (за сценаріями ВМО).

Ключові слова: сценарії глобального потепління, водогосподарські перетворення, управління водними ресурсами.

Вступ. Спрямовуючи свою діяльність на зміну природи, людство досягло вражаючих результатів: так, мільйони гектарів неродючої землі перетворені на сільськогосподарські поля і квітучі сади. Гнилі болотисті території, які були джерелом малярійних захворювань, осушені та перетворені на культурні землі. Людина суттєво змінила на краще сотні порід тварин та тисячі сортів рослин, створила чудові ландшафти. Така діяльність, безумовно, сприяє економічному розвитку суспільства. Але, вторгаючись за допомогою сучасної техніки в природні процеси, людина нерідко порушує закономірності їх походження, своєю діяльністю спричиняє небажані для неї самої зміни в природі. Внаслідок таких змін значно зменшилися площі лісів, зникло багато видів тварин, збільшилися площі зруйнованих земель, почався процес антропогенного забруднення води, повітря, ґрунту, стала різко скорочуватися кількість багатьох видів природних ресурсів.

Таким чином, природне середовище почало змінюватися в негативному для суспільства напрямі, внаслідок чого виникла реальна загроза його кризи.

Стан проблеми. Екологічна проблема номер один в світі – глобальне потепління – процес поступового збільшення середньорічної температури приземного шару атмосфери Землі та Світового океану внаслідок різноманітних причин (збільшення концентрації парникових газів в атмосфері Землі, змінення сонячної або вулканічної активності тощо). Вперше про глобальне потепління та парниковий ефект заговорили в 60-і роки минулого століття, а на рівні ООН проблему глобального змінення клімату вперше озвучили в 1980 році. Існуючі технології дозволяють достовірно судити про кліматичні зміни. З 1979 року почалося швидке підвищення температури поверхневого шару Землі, яке спричинило чергове прискорення танення льодовиків Арктики, Антарктики та підвищення зимових температур в помірних широтах. В цілому за останні 100 років середня температура приземного шару атмосфери підвищилася на 0,3–0,8 °С, площа снігового покриву в північній півкулі зменшилася на 8 %, а рівень Світового океану підвищився в середньому на 10–20 сантиметрів [10]. Всі ці факти спричинюють певне занепокоєння. Дотепер вчені зі 100 % впевненістю не можуть сказати, що визиває кліматичні зміни. Серед причин глобального потепління висувається безліч теорій та припущень. Цілком ймовірно, що глобальне потепління, яке має нині місце, є результатом дії багатьох чинників [10]. Але якою б не була причина виникнення глобального потепління, безперечно можна стверджувати, що в сучасних умовах змінення клімату інтенсифікація антропогенної діяльності призведе до зміни всіх природних ресурсів, в тому числі й водних.

Метою роботи є оцінка водогосподарського впливу на характеристики річного стоку річок Нижнього Подніпров'я на основі моделі “клімат – стік” (Є.Д. Гопченко,

Н.С. Лобода, 1998) та імітаційного стохастичного моделювання побутового стоку (Н.С. Лобода, 2005) в умовах глобального потепління (за сценаріями ВМО).

Матеріали та методи досліджень. На цей час у світі існує значна кількість моделей змін глобального клімату [2, 8]. При розробці регіональних сценаріїв глобального потепління частіше використовують моделі загальної циркуляції атмосфери та детерміністичні (палеокліматичні) моделі. Обидва ці підходи мають свої обмеження. При сучасному стані розвитку моделей атмосферної циркуляції вони не забезпечують надійних прогнозів регіонального клімату. Аналоги клімату майбутнього, які базуються на його змінах в минулому, також не є достатньо обґрунтованими для прийняття рішень, оскільки немає достатнього розуміння клімату в минулому. Прогнозовані за моделями зміни метеорологічних характеристик називають "сценаріями".

Згідно з рекомендаціями ООН щодо водних ресурсів, антропогенне навантаження, яке не перевищує 10 % межі зниження стоку, не порушує природних процесів самовідновлення водних систем. Перевищення 70 % межі зниження стоку призведе до корінного зруйнування водних систем і заміни їх якісно новими системами [1].

Під керівництвом Гопченка Є.Д. та Лободи Н.С. [1, 2] на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ були застосовані до території України альтернативні сценарії глобального потепління, рекомендовані другою робочою групою на Другій Всесвітній Кліматичній конференції (1990 р.). Особливість розглянутих сценаріїв полягає в тому, що прогнозні дані для північної частини України, розташованої вище 50° півн.ш., та для іншої частини її території, яка належить до Південної Європи (табл. 1), суттєво різняться. Найбільш яскраво ця різниця проявляється в прогнозах змін опадів теплого періоду в сценарії 3, де вище 50° півн.ш. опади за липень – серпень повинні збільшитися на 25 %, а нижче 50° півн.ш. – зменшитися на 31 %.

Таблиця 1 – Прогноз змін кліматичних характеристик (опадів і температур повітря) (Женева, 1990 р.)

Регіон	Сценарій	Змінення температур, ° С		Змінення опадів, %	
		грудень– лютий	червень– серпень	грудень– лютий	червень– серпень
Захід колишнього СРСР, $50-60^{\circ}$ півн.ш., $30-60^{\circ}$ сх.д.	1	6,8	3,1	30	-1
	2	4,3	5,0	20	15
	3	7,3	4,5	32	25
Південна Європа $35-50^{\circ}$ півн.ш., $10-45^{\circ}$ сх.д.	1	4,1	4,7	12	-26
	2	4,1	4,7	17	-7
	3	4,7	5,3	-5	-31

Сценарії, розглянуті в ОДЕКУ, представляють сценарій 1 (GFDL – модель Лабораторії геофізичної гідродинаміки США, чутливість до подвоєння CO_2 – 4° С, рік розрахунків – 1989), сценарій 2 (СССМ – модель Канадського кліматичного центру,

чутливість до подвоєння $CO_2 - 3,5^\circ C$, рік розрахунків – 1989), сценарій 3 (УКМО – модель Метеорологічного бюро Об'єднаного Королівства, чутливість до подвоєння $CO_2 - 3,5^\circ C$, рік розрахунків – 1989).

Для того, щоб уникнути розриву безперервності в просторових розподілах складових водно-теплового балансу, величини поправок і поправкових коефіцієнтів, що прогнозувалися за сценаріями, були спочатку віднесені до центрів виділених в сценаріях територій, а потім проводилася інтерполяція в залежності від географічних координат метеостанцій з використанням інтерполяційних методів [1].

Пізніше ці, а також інші сценарії були розглянуті й адаптовані для території України іншими авторами [4].

Результати досліджень та їх аналіз. На основі стохастичного моделювання річного побутового стоку [2] були проведені імітаційні експерименти при різних поєднаннях кліматичних та водогосподарських умов. В результаті імітаційного моделювання отримані функції відгуку водогосподарських систем на різні види водогосподарської діяльності. Ці функції представляють собою аналітичні залежності статистичних параметрів річного стоку від водності та масштабів водогосподарської діяльності. Характеристикою водності є норма кліматичного стоку \bar{Y}_K , яка розрахована за метеорологічними даними з використанням рівняння водно-теплового балансу [3, 5]. Показниками масштабів водогосподарської діяльності є f_{3p} – сумарна площа масивів, що зрошуються, виражена в частках від загальної площі водозбору F ; η – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи; $v_0 = \frac{w_0}{w_{HB}}$ – відносна зволоженість

грунту w_0 , виражена в частках від найменшої польової вологомісткості w_{HB} , при якій відбувається оптимальний розвиток рослин, і яка змінюється в залежності від виду переважаючих на водозборі сільськогосподарських культур; ξ – коефіцієнт, який визначає частку ґрунтових вод, що надходять при зрошуванні в поверхневі водотоки (він залежить від місцезнаходження зрошуваних масивів відносно водоприймача, а також наявності або відсутності гідрографічного зв'язку зони зрошування з річкою, що розглядається).

Для оптимального процесу управління водними ресурсами функції відгуку представлені у вигляді залежностей коефіцієнтів антропогенного впливу від чинників кліматичних умов та масштабів водогосподарських перетворень. Загальний вигляд цих коефіцієнтів такий

$$K_A = \frac{A_{II}}{A},$$

де K_A – коефіцієнт впливу господарської діяльності на статистичний параметр A ; A_{II} – значення параметра побутового стоку при заданому рівні антропогенного впливу, який, перш за все, характеризується показником f ; A – значення будь-якого статистичного параметра річного стоку в природних умовах формування, коли $f = 0$.

Одержані залежності статистичних параметрів річного стоку від характеристик загальної зволоженості водозборів, які надані у вигляді норми кліматичного стоку, й кількісних показників ступеня антропогенного навантаження на водозбори (площі водної поверхні штучних водойм f_B , площі зрошуваних земель $f_{3p.m}$ за рахунок місцевого стоку або річки-донора $f_{3p.d}$) дозволяють оцінювати наслідки

водогосподарських перетворень на водозборах не тільки на даний момент, але й в майбутньому. Наприклад, якщо задатися нормами кліматичного стоку, можна визначити, при яких значеннях f_B або f_{3p} зниження водних ресурсів буде досягати тих чи інших границь (табл. 2, 3).

За підсумками розрахунків, існуючі середньостатистичні показники антропогенного навантаження на водозбори річок Нижнього Подніпров'я ($f_B \leq 1,0 \%$, $f_{3p.m} \leq 4,0 \%$, $f_{3p.o} \leq 0,22 \%$ за умови, що $\bar{Y}_k = 10 - 40$ мм) зумовлюють значуще зниження норм річного стоку ($>10 \%$), але вони далекі від критичних значень, які призводять до повного руйнування гідрологічної системи.

Таблиця 2 – Граничнодопустимі значення площ водної поверхні штучних водойм у вихідних кліматичних умовах

Норма кліматичного стоку \bar{Y}_k , мм	Відносні площі водної поверхні штучних водойм f_B (%), які забезпечують зниження водних ресурсів на		
	10 %	50 %	70 %
40	0,8	5,5	9,5
30	0,7	4,8	8,3
20	0,6	3,9	6,9
10	0,4	2,8	4,8

Таблиця 3 – Граничнодопустимі значення площ водної поверхні сільськогосподарських масивів, зрошуваних за рахунок місцевого стоку, в вихідних кліматичних умовах (при $v_0 = 0,9$)

Норма кліматичного стоку \bar{Y}_k , мм	Відносні площі поверхні сільськогосподарських масивів $f_{3p.m}$ (%), які забезпечують зниження водних ресурсів на		
	10 %	50 %	70 %
40	0,8	7,4	10,9
30	0,5	5,9	8,7
20	0,2	4,9	6,7
10	0,1	3,9	6,4

Для водозбору р. Інгулець – м. Кривий Ріг значення коефіцієнтів антропогенного впливу на норму стоку, які відповідають сучасному рівню господарського навантаження, такі: при оцінці втрат на додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм $K'_Y = 0,91$, заборів води на зрошення за рахунок місцевого стоку $K''_Y = 0,76$ і при наявності зворотних вод $K'''_Y = 1,03$. Коефіцієнт сумарного антропогенного впливу дорівнює 0,70, тобто загальне зниження стоку становить 30 %. При цьому $K_{C_v} = 1,22$, а $K_{C_s} = 1,22$. В результаті стік років малої забезпеченості ($P = 75 \%$) зменшується на 41 %.

Разом із зниженням водних ресурсів в результаті глобального потепління будуть зменшуватися і допустимі рівні господарського освоєння території. Так, при зниженні норм кліматичного стоку на 50 % (за сценарієм 1) при розвитку глобального потепління критично-руйнівні значення площ водної поверхні штучних водойм f_B й поверхні сільськогосподарських масивів $f_{зр.м}$ також суттєво знизяться (табл. 4, 5).

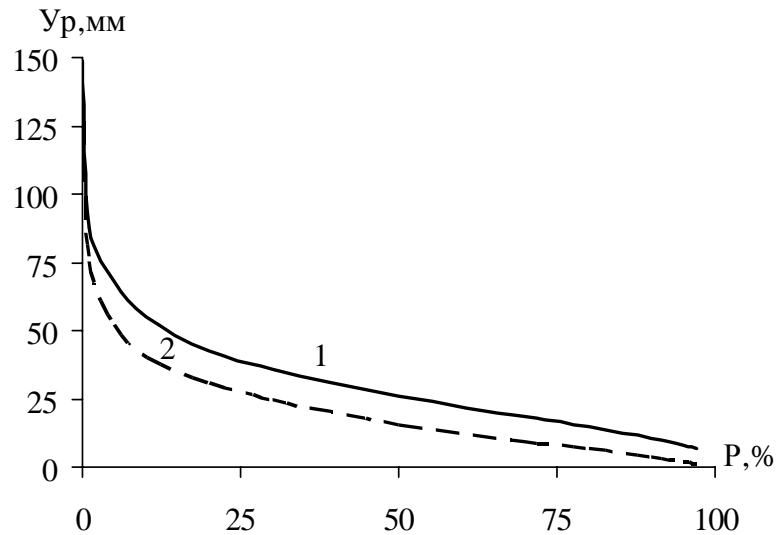
Необхідно відзначити, що господарська діяльність впливає не тільки на середнє значення, а й на коефіцієнти варіації й асиметрії річного стоку. При розширенні масштабів водогосподарського освоєння території зростає багаторічна нерівномірність розподілу стоку і його асиметричність, що призводить до суттєвого зниження стоку маловодних років. Так, при зниженні норм річного стоку на 35 % (сценарій 3) стік більшості річок Нижнього Подніпров'я з вихідним значенням кліматичного стоку $\bar{Y}_k = 30$ мм суттєво зменшиться (рис. 1, табл. 6).

Таблиця 4 – Зміни граничнодопустимих значень площ водної поверхні штучних водойм в умовах глобального потепління

Норма кліматичного стоку \bar{Y}_k , мм	Критичні відносні площі водної поверхні штучних водойм f_B (%), які забезпечують			
	суттєві зміни (10 %) $K_Y = 0,7$		безповоротні зміни (70 %) $K_Y = 0,3$	
	вихідні умови	сценарій 1	вихідні умови	сценарій 1
40	0,80	0,59	9,6	6,8
30	0,72	0,51	8,3	5,9
20	0,59	0,42	6,8	4,9
10	0,42	0,30	4,9	3,5

Таблиця 5 – Зміни граничнодопустимих значень площ сільськогосподарських масивів, зрошуваних за рахунок місцевого стоку, в умовах глобального потепління (при $v_0 = 0,9$, $\eta = 1,0$)

Норма кліматичного стоку \bar{Y}_k , мм	Критичні відносні площі зрошення $f_{зр.м}$ (%), які забезпечують			
	суттєві зміни (10 %)		безповоротні зміни (70 %)	
	вихідні умови	сценарій 1	вихідні умови	сценарій 1
40	1,4	0,10	16,1	9,1
30	1,1	0,09	12,0	8,2
20	0,10	0,08	9,1	7,4



1 – природний (непорушений господарською діяльністю) стік; 2 – стік в умовах глобального потепління (сумісний вплив: штучні водойми, зрошення за рахунок місцевого стоку та річок-донорів) (сценарій 3)

Вихідні параметри: $Y = 30$ мм; $C_v = 0,6$; $C_s = 2,2C$

Рис. 1 – Криві забезпеченості величин річного стоку.

Таблиця 6 – Зміни значень коефіцієнтів антропогенного впливу в умовах глобального потепління за сценарієм 3 (вихідні умови: $\bar{Y}_K = 30$ мм; сучасні види антропогенного навантаження при $v_0 = 0,9$, $\xi = 1,0$, $\eta = 1,0$)

Вид антропогенного впливу	Фактичні відносні площі, %	Коефіцієнти антропогенного впливу в сучасних умовах на:			Коефіцієнти антропогенного впливу в умовах глобального потепління на:		
		норму річного стоку	коефіцієнт варіації річного стоку	коефіцієнт асиметричності річного стоку	норму річного стоку	коефіцієнт варіації річного стоку	коефіцієнт асиметричності річного стоку
наявність штучних водойм	0,72	0,90	1,08	1,06	0,88	1,11	1,08
зрошення земель за рахунок місцевого стоку	1,55	0,82	1,07	1,04	0,73	1,25	1,11
зрошення земель за рахунок річок-донорів	0,20	1,03	1,00	1,05	1,05	1,00	1,06
сумарний вплив	2,48	0,75	1,15	1,15	0,66	1,36	1,25

Висновки і перспективи подальших досліджень.

Глобальні кліматичні зміни досить складні, тому сучасна наука не може дати однозначну відповідь, що нас очікує в майбутньому. Існує велика кількість сценаріїв розвитку ситуації. На думку науковців [1, 4, 6, 7, 8, 9], внаслідок глобального потепління клімат на території півдня України стане більш сухим і теплим, з теплою і вологою зимою. Тому вже сьогодні необхідне створення водогосподарських комплексів, які забезпечать раціональне використання, збереження та відновлення водних ресурсів Нижнього Подніпров'я.

Світовий досвід показує, що витрати на прогнозування та попередження катастроф на 1–2 порядки нижче, ніж витрати на ліквідацію або послаблення наслідків стихійних лих, які вже відбулися. Необхідно розробляти заходи щодо рекомендацій, які можна одержати за допомогою математичних моделей. Використовуючи системний аналіз, комп'ютерне моделювання, вдається глибше дослідити механізм утворення стоку в рамках водогосподарських перетворень та запропонувати нові методи прогнозування і моніторингу, виробити правдоподібні сценарії можливого розвитку наслідків впливу господарської діяльності людини на стан водних ресурсів у відповідності з планами економічного розвитку регіонів. Можливість передбачення впливу зрошування на річний стік забезпечить оперативний і довгостроковий контроль за станом водних ресурсів на територіях з розвинутою водогосподарською та меліоративною діяльністю.

Одержані результати рекомендуються до використання при розробці стратегії управління водними ресурсами Нижнього Подніпров'я гідрометеорологічними, природоохоронними установами та підприємствами водного господарства України.

Список літератури

1. *Гопченко Е.Д.* Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): Монография / Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода – К.: КНТ, 2005. – 192 с.
2. *Лобода Н.С.* Расчёты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния / Лобода Н.С. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
3. *Лобода Н.С.* Функції відклику водогосподарських систем Нижнього Подніпров'я на зрошення сільськогосподарських масивів водами Дніпра / Н.С. Лобода, І.О. Шахман // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – Вип. 3. – С. 175–181.
4. *Україна та глобальний парниковий ефект* / Букша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л. та ін. / За ред. В.В. Васильченка. – К.: Агентство з раціонального використання енергії та екології, 1998. – 208 с. – (Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до клімату).
5. *Шахман І.О.* Водні ресурси Нижнього Подніпров'я в умовах зрошувального землеробства // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – № 50, ч. 2. – С. 102–107.
6. *Elin Widen* Global water balance modeling with WASMOD-M: Parameter estimation and regionalization / Elin Widen, Sven Halldin and Chong-yu Xu // Journal of Hydrology, 2007. – Vol. 340, Is 1–2. – P. 105–118.
7. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Proceedings of The Second International Conference on Climate and Water. – Espoo, Finland: Edita Ltd, Helsinki, 1998. – Vol. 3. – P. 1486–1494.
8. *Loboda N.S.* Ecological Effect of changes in Hydrosphere state: Analysis of interaction of the climatic factors and annual runoff with empirical orthogonal functions and memories matrices methods // Ecology of Siberia, the Far East and the Arctic. – 2001. – Vol. 1. – P. 79–83.
9. *Strategies for Adaptation to Sea-Level Rise* Report of the Coastal Zone Management Sub-group, Intergovernmental Panel on Climate Change, Response Strategies Working Group. – Rijkswaterstaat: IPCC, 1990. – 122 p.
10. <http://www.priroda.su/item/389>

Обоснование стратегии водохозяйственных мероприятий на территории Нижнего Поднепровья в условиях глобального потепления. Шахман И.А., Лобода Н.С.

Предложены рекомендации по стратегии развития масштабов водохозяйственных преобразований в условиях глобального потепления (по сценариям ВМО). Ключевые слова: сценарии глобального потепления, водохозяйственные преобразования, управление водными ресурсами.

Substantiation of strategy of development of water-economic scales transformations on the territory of Low Podneproviya under conditions of global warming-up. Shakhman I.A., Loboda N.S.

The recommendations of strategy of development of scales of global warming-up by WMO scenarios are presented. Keywords: scenarios global of warming-up, water-economic transformations, operation of water resources.

УДК 551.465

Ю.И. Попов, к.геогр.н., **А.С. Матыгин**, к.ф.-м.н., **В.В. Украинский**, **Е.П. Ломакин**,
И.В. Малахов

Украинский научный центр экологии моря

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СКЛОНОВЫХ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ В СЕНТЯБРЕ 2008 ГОДА

*По результатам контактных экспедиционных и спутниковых наблюдений рассмотрены процессы и выделены основные факторы динамического взаимодействия вод шельфа и открытого моря в тыловой части синоптического вихря северо-западной части материкового склона Черного моря.
Ключевые слова: антициклонический вихрь, воды шельфа и открытого моря, циркуляция вод*

Введение.

Юго-восточная часть северо-западного шельфа (СЗШ) и прилегающая область материкового склона Черного моря обладают сложной и изменчивой гидродинамической структурой. В этом районе генерируются и развиваются, стационарируют или перемещаются в западном направлении одни из наиболее крупных синоптических антициклонических вихрей Черного моря – так называемые «севастопольские» вихри [1]. При движении вихря, в его тыловой части формируется интенсивная система взаимодействия вод различного происхождения. Одна из ситуаций развития течений грибовидной формы в тылу антициклона описана в работе [2]. Последнее десятилетие характеризуется значительным сокращением морской экспедиционной деятельности. Спутниковые наблюдения частично восполняют этот пробел, но интерпретация изменчивых поверхностных полей не всегда адекватно может отображать динамическую структуру вод. До настоящего времени нет однозначного ответа на вопросы о механизмах генерации вихревых структур и о процессах их влияния на обмен вод северо-западного шельфа и открытого моря. Цель работы: оценка климатических изменений гидрологической структуры вод северо-западной части Черного моря и описание механизмов, формирующих течения грибовидной формы на материковом склоне СЗШ.

Материалы исследования.

В период с 21 по 27 сентября 2008 года на материковом склоне северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) с борта научно исследовательского судна «Владимир Паршин» Украинского научного центра экологии моря (УкрНЦЭМ) были проведен комплекс океанографических и геоэкологических работ по программе исследований Одесского Национального Университета им. И.И.Мечникова, который позволил оценить осеннее гидрофизическое, гидрохимическое и гидробиологическое состояние вод исследуемого региона.

Схема расположения станций на полигоне 29 рейса НИС „Владимир Паршин” показана на рис. 1. Весь комплекс наблюдений за температурой, соленостью, а также отбор проб воды для определения гидрохимических параметров морских вод производились с помощью зондирующего комплекса «Гидрозонд» с использованием стандартных методик.

Климатические характеристики гидрофизических параметров вод полигона были получены из базы данных УкрНЦЭМ (за период 1955 – 2007 гг.). В работе использована информация, приведенная в справочнике [3] и спутниковая информация с сайта Морского гидрофизического института <<http://dvs.net.ua/>>.

Результаты исследования.

По данным Гидрометцентра Черного и Азовского морей (г.Одесса) в период, предшествующий съемке, отмечалась активизация ветровых условий в районе СЗШ:

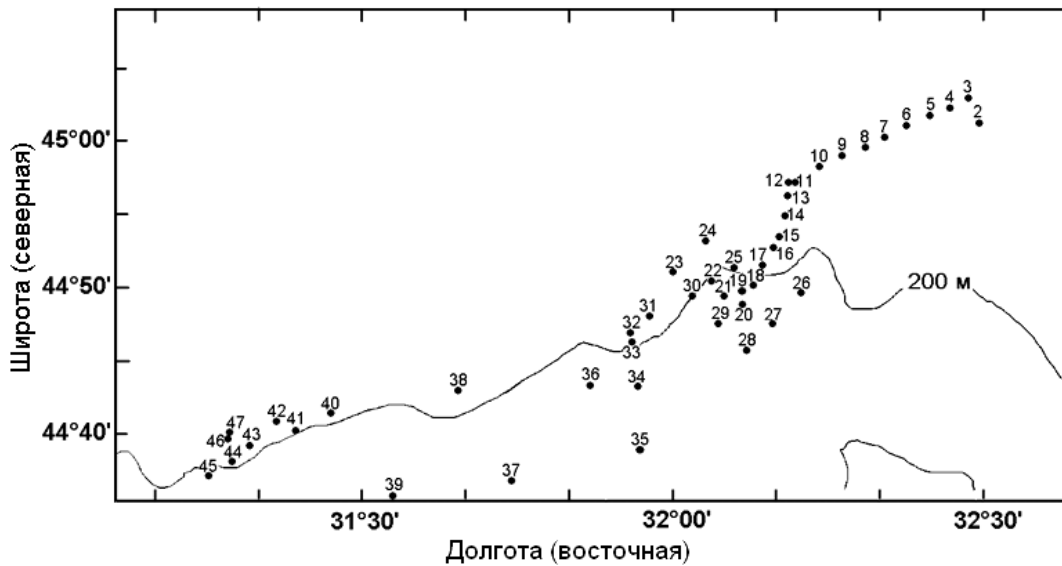


Рис. 1 - Схема расположения станций 29 рейса НИС «Владимир Паршин». 21–27.09.2008 г.

15-16 сентября наблюдались В-ЮВ ветры со скоростями 10-15 м/с; 18-19 сентября - ветры СЗ направлений до 10-15 м/с. Непосредственно во время выполнения работ имели место слабые ветры переменных направлений. Таким образом, ветер не мог существенно влиять на формирование структуры океанографических полей непосредственно в период экспедиционных работ.

В рассматриваемом регионе моря в сентябре осредненные в климатическом масштабе термохалинные значения составляли: поверхностная температура - 21°C, соленость – 17,7‰.

Расчитанные средние значения температуры и солености по району работ составили, соответственно 20,52°C и 17,22‰. Необходимо учитывать, что наблюдения производились в последней декаде сентября, а вышеприведенная климатические значения рассчитаны на середину месяца, а для переходного осеннего сезона она быстро изменяется. Значение температуры воды на конец месяца должно быть несколько ниже среднемесячной величины, поэтому в статистическом смысле измеренные значения температуры близки к средним климатическим. В тоже время тренд изменения среднемесячного климатического значения солености для данного периода положительный, поэтому можно утверждать, что наблюдаемая соленость поверхностных вод ниже климатической средней не менее чем на 0,5‰.

На рис. 2 приведены средние и экстремальные наблюдаемые и климатические значения вертикального распределения температуры воды в сентябре для акватории полигона. При климатическом осреднении однородный слой имеет толщину 10 м, а термоклин располагается в слое 10-30 метров. Отличие вертикального распределения температуры от среднемноголетнего в сентябре 2008 года заключалось в том, что сезонный термоклин был заглублен на 10-20 метров и находился в слое 20-50 метров. Но основной особенностью рассматриваемой структуры являлось распределение температуры в нижних слоях 75-90 м, в которых минимальное значение температуры на полигоне имели более высокие значения, чем максимальные за весь период наблюдений в

центральном районе северо-западной части Черного моря (СЗЧМ), см. рис. 2 (врезка). Объясняется этот факт изменением климатических характеристик атмосферы в Азово-Черноморском регионе [4], и, как следствие, преобладанием теплых зим в последний 10-летний период. В этом аспекте следует отметить, что в районе о. Змеиный также зафиксировано повышение средней зимней температуры на глубинных горизонтах более, чем на 3°C по сравнению с 80-ми годами двадцатого столетия [5].

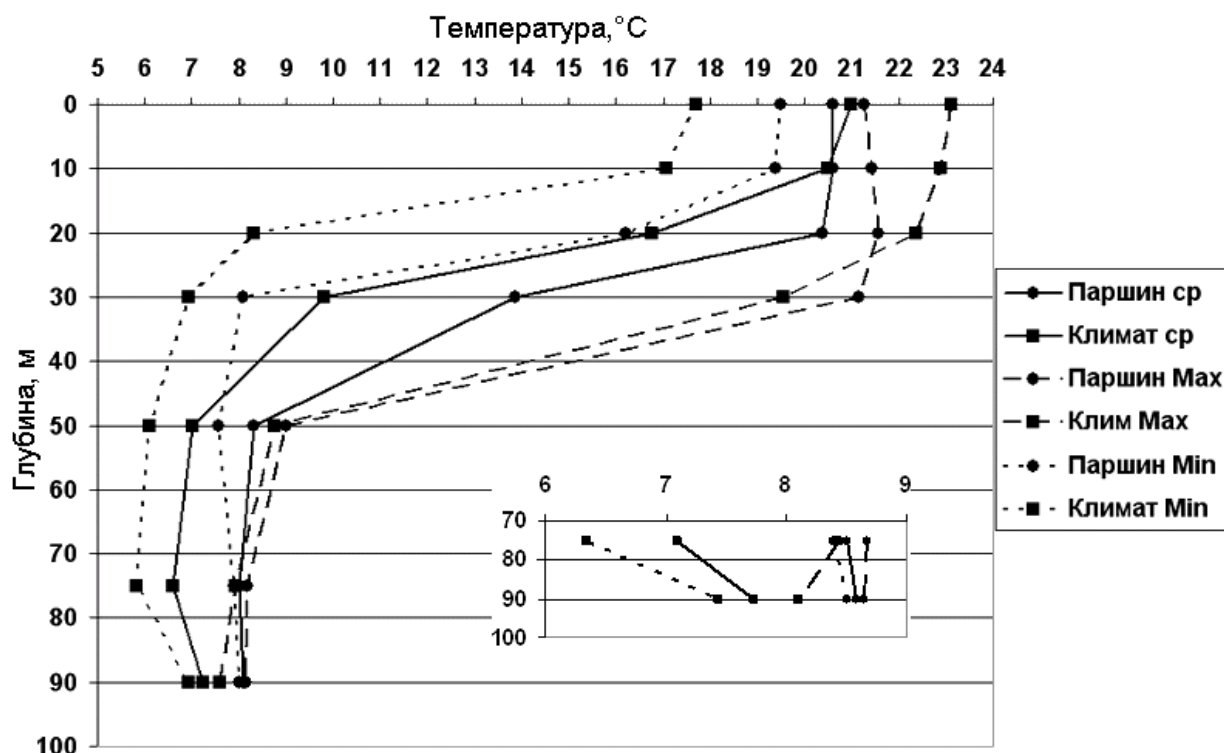


Рис. 2 - Вертикальное распределение наблюдаемых и климатических оценок средних и экстремальных значений температуры воды на акватории полигона. На врезке – в увеличенном масштабе распределение оценок в слое 75 – 90м.

В области шельфа с глубинами до 70-ти метров ядро холодного глубинного слоя располагалось непосредственно у дна. У кромки шельфа и далее в направлении свала глубин наиболее холодные воды уже представляли собой обособленное ядро и изопикнически распространялись в район свала глубин, формируя периферийные области холодного промежуточного слоя (ХПС) Черного моря. Глубина залегания ядра ХПС в области свала глубин находилась в пределах 74-84 м, а средняя температура вод ядра ХПС составляла 7,87°C, что для исследуемой акватории является максимальным средним значением за последние 30 лет (рис. 3). Близкие значения температуры воды в ядре ХПС отмечались лишь в 1981 и 1984 годах (7,82 и 7,59°C, соответственно). Самые холодные зимы за последние 30 лет наблюдались в 1985 и 1987 годы. Естественно, в эти годы формировались и наиболее холодные воды промежуточного слоя (для рассматриваемого района – 6,12 и 6,06°C). Относительно холодными были и зимние условия 1993, 1996 и 2006 годов, что также отразилось в относительно низких значениях температуры воды ядра ХПС (6,38 в 1993 г. и 6,74°C в 1996). Морские наблюдения в 2006 году не производились.

Несмотря на ограниченные размеры полигона, трехмерная структура поля солености также имела свои интересные особенности, которые свидетельствуют о значительных изменениях в гидрологическом режиме СЗЧМ. До горизонта 50 м значения

солености примерно на 0,5 ‰ меньше средней климатической величины, что подтверждает присутствие шельфовых вод (воды с соленостью менее 17,5‰, [6]). Граница распространения этих вод имела аномально восточное для данного времени года положение и была достаточно интенсивна - поперечный градиент солености в области фронта составлял 1,5-2,0‰ на 10 миль (рис. 4).

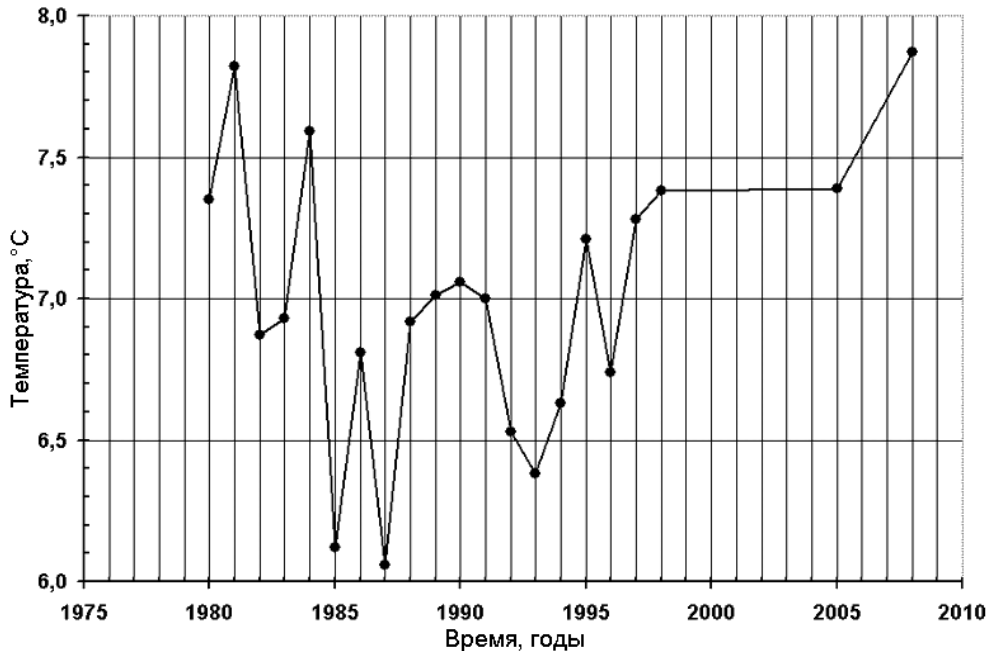


Рис. 3 - Временной ход изменения температуры воды в ядре ХПС в области свала глубин СЗШ.

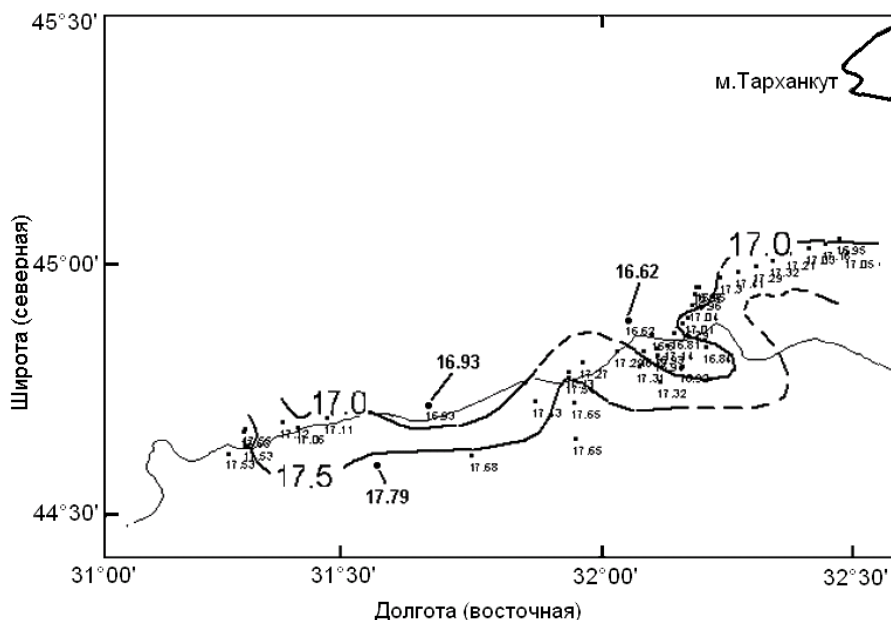


Рис. 4 - Распределение солености поверхностного слоя воды на акватории полигона.

Обращает на себя внимание широкий диапазон изменчивости солености на глубинах ниже 20 м. Если в верхних слоях полигона экстремальные значения солености укладывались в климатические границы измеренных значений, то в слое 20 – 75 м и минимальные и максимальные измеренные значения выходят за соответствующие пределы

климатических норм. Этот факт может быть объяснен тем, что на полигоне в момент его производства находились несколько вихревых образований, которые, в зависимости от их направления вращения, могли опускать поверхностные шельфовые воды или поднимать соленые глубинные. Прояснить ситуацию может информация о спутниковых наблюдениях за поверхностной температурой воды в СЗЧМ. Ежесуточные спутниковые реальные и модельные температурные поля и, построенные на их основе температурные анимации, позволяют оценить циркуляционный режим рассматриваемой акватории моря [7].

На рис. 5 представлен фрагмент циркуляции в северной части западной половины моря по состоянию на 25 сентября 2008 года. Черными стрелками на рисунке показаны струи вихревых и связующих переносов. Белая стрелка в западной части рисунка характеризует месячное смещение «севастопольского» вихря, а стрелка в восточной части – смещение западного гребня южно-крымского антициклонического вихря. Тонкой белой линией выделена акватория исследуемого района.

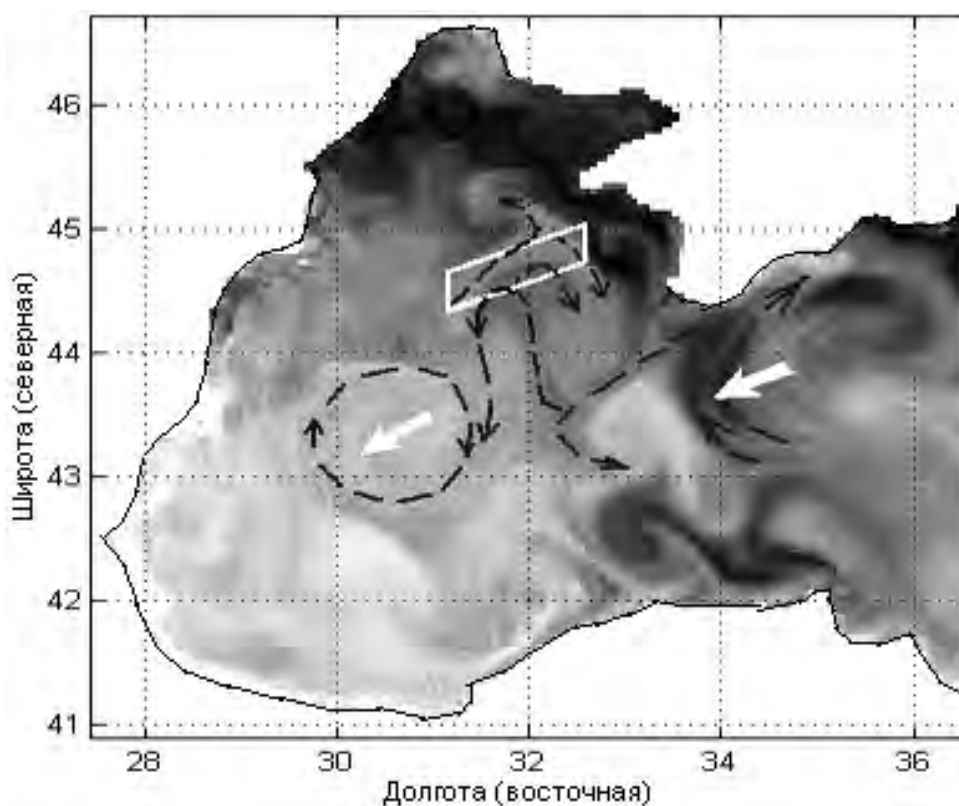


Рис. 5 - Фрагмент схемы поля течений в северо-западном секторе Черного моря, полученный при анализе температурных анимаций. В градациях серого цвета термическое поле от 25 сентября 2008 года.

Анализ анимаций температурных полей всего Черного моря показывает, что выраженной струи общециклонического переноса в сентябре 2008 года в море не отмечалось, преобладала вихревая структура динамического поля. Крупномасштабный циклонический перенос вод осуществлялся в основном вихревыми структурами и чрезвычайно изменчивыми связующими участками струйных течений.

Динамическая структура на полигоне определялась системой грибовидных течений (см. рис. 5), возникших при смещении «севастопольского» вихря» в юго-западном направлении. Северная ветвь струи Основного черноморского течения (ОЧТ), уходя на запад от южной оконечности Крымского полуострова, в районе меридиана

32° в.д. резко поворачивала в северном направлении, восполняя дефицит массы воды, связанный с их частичным уходом в вихревом образовании. На севере, в районе полигона, шельфовые воды и свал глубин блокировали распространение в область шельфа вод ОЧТ. В верхушке грибовидного течения усилился галинный фронт (см. рис. 4, 5) а его волнообразная структура хорошо согласовывалась с направлением потоков описанных динамических образований. При достижении потоком ОЧТ материкового склона (почти по нормали) происходило его разветвление и формирование ярко выраженной структуры в виде грибовидного течения. Восточная ветвь традиционно формировала «новый» «севастопольский» вихрь, а западная - циклоническую завихренность в тылу уходящего вихря. Как показал анализ температурных анимаций последующего периода, в октябре произошло активное развитие циклонического вихря, он уничтожил «старый» антициклон и доминировал в центре западной половины моря. Отмечаемый в восточной части полигона заток с севера шельфовых вод в точности соответствовал направлению восточной ветви грибовидного течения.

Представленный на рис. 6 разрез геострофических скоростей течений хорошо согласуется с рассмотренными выше особенностями пространственной структуры поверхностных течений. В районе станций №№ 31 и 32 (~32° в.д.) наблюдается мощный поток вод северного направления со скоростями более 30 см/с, соответствовавший стволу грибовидной структуры (см. рис. 5, 6). Между станциями 24-12 (32°12' в.д.) и 32-38 (31°36' в.д.) отмечаются потоки обратного - южного направления, т.е. боковые лепестки рассмотренной грибовидной структуры. Еще одним доказательством наличия восточной антициклонической завихренности грибовидного течения служит глубокое опускание вод поверхностного слоя с повышенным содержанием растворенного кислорода в районе станции 20 (~32°08' в.д.).

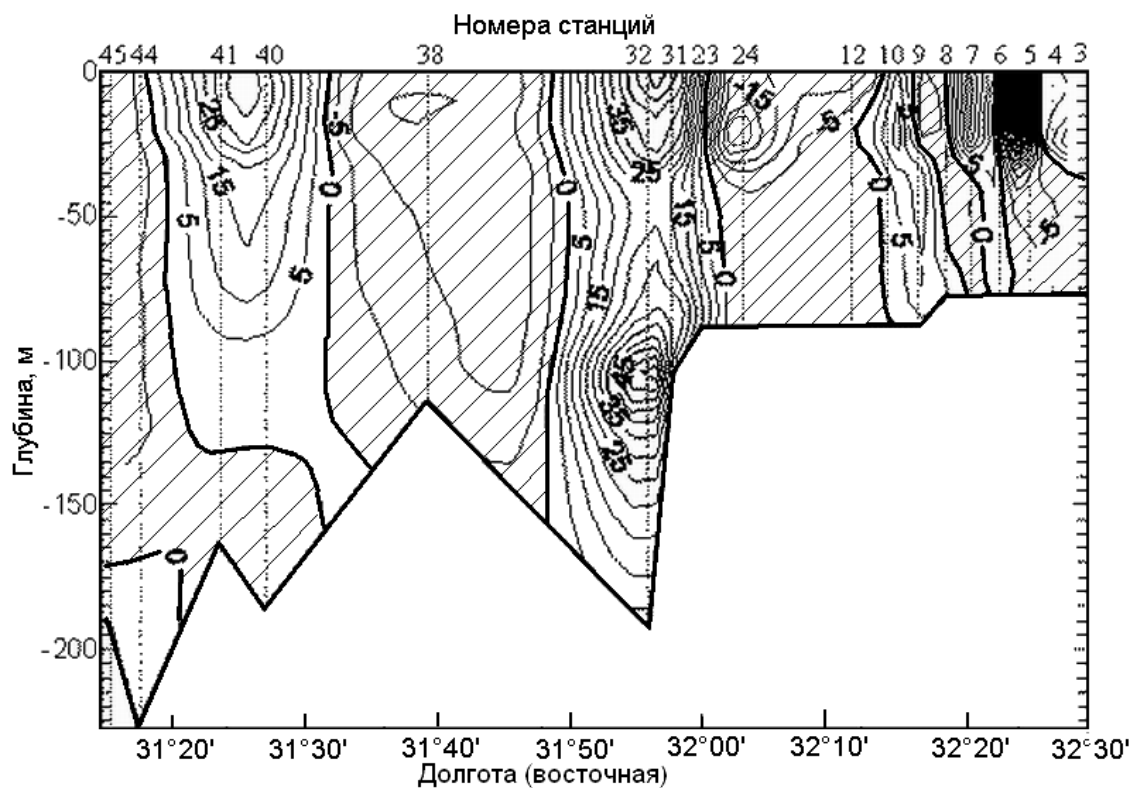


Рис. 6 - Субмеридиональные составляющие геострофической скорости (см/с) на разрезе через полигон наблюдений. Заштрихованные области отражают потоки южных направлений.

Спутниковое температурное поле позволило идентифицировать и второе, теперь уже внутришельфовое грибовидное разветвление. Его стержень располагался над шляпкой вышерассмотренной грибовидной структуры, а середина разветвляющейся вершины - недалеко от мыса Тарханкут (см. рис. 5). Интенсивная южная ветвь этой динамической структуры хорошо заметна между станциями 5 и 6 (~32°30' в.д., см. рис. 6).

На западной периферии разреза в районе станций 40-44 (31°24' в.д.) имел место поток с северной составляющей, который определяется в схеме поверхностных течений как начало стержневого участка струи северного (шельфового) грибовидного течения (см. рис. 5, 6).

Смещение на запад антициклонического вихря, ранее образовавшегося у юго-западного сектора Крымского полуострова, приводит к существенному усложнению структурно-динамического состояния вод к востоку от него. Уходя на запад, вихревое образование уносит в себе часть аккумулируемых вод. При этом в его тыловой части происходит процесс активного их восполнения за счет вод северной периферии струи ОЧТ с юга и вод шельфа с севера. Струя ОЧТ, выходя за пределы меридиана мыса Херсонес, устремляется в северном направлении к свалу глубин. На подходе к крайней северной части изгиба донного амфитеатра материкового склона она упирается своей глубинной частью почти по нормали в материковый склон, а поверхностной частью в область расположения распресненных шельфовых вод и формирует интенсивный фронтальный раздел. Такая ситуация приводит к орфографическому и гидравлическому разветвлению потока и созданию структуры грибовидной формы. На базе восточной ветви возможно создание нового антициклонического вихря, который разовьется, если рядом будет происходить аккумуляция легких шельфовых вод, или диссипирует, если таковой нет. В западном ответвлении шляпки происходит генерация циклонического вихря, или чаще интенсивного меандра, непосредственно примыкающего к тыловой части ранее сместившегося вихревого антициклонического образования.

Основная струя северного потока (см. рис. 6, станция №32), распространяется до дна (при глубинах наблюдения более 150 метров). Т.е. отток захваченной вихрем массы воды и ее восполнение за вихрем, очевидно, происходит по всей глубине смещающегося динамического образования. Более того, на глубинах 90-160 метров отмечается локальное усиление нормального склону струйного течения до 25-50 см/с. Это означает, что стержневой поток, на основании которого развивается грибовидное течение не поверхностный, а достаточно глубокий для того, чтобы подтвердить возможность его разветвления и за счет донной топографии склона. Раздвоение потока в поверхностном слое происходит на неглубоком халинном фронтальном разделе. Можно предположить, что в глубинной части шельфовой полки, между дном и нижней границей поверхностных шельфовых вод (слой 50-100 м), воды открытого моря могут проникать в срединные области СЗШ, как бы разбивая структуру грибовидного течения на две составляющие с разным генезисом.

Анализ всех данных спутниковых наблюдений за последний 10-ти летний период показывает, что подобная динамическая картина является достаточно типичной для периода теплого полугодия.

Основные результаты

1. Температурный режим поверхностного слоя вод юго-восточного сектора СЗШ в сентябре 2008 года был близок к климатической норме. Но на нижележащих горизонтах средние значения температуры превышали климатическую норму на 1-2,4°C.
2. Соленость вод поверхностных слоев была ниже климатической нормы не менее чем на 0,5 ‰. В слое 20-75 м наблюдался аномально широкий диапазон значений солености вод, были превышены климатические экстремумы.

3. Средняя температура вод ХПС в сентябре 2008 года в области свала глубин СЗШ достигала 7,87°C, что для данного района является абсолютным максимумом за последние 30 лет.
4. В районе исследования происходило смещение на юго-запад «севастопольского» антициклона. В его тыловой части, в результате развития грибовидной структуры на основе северного ответвления ОЧТ формировался «новый» вихрь.
5. Развитие грибовидных течений в восточном секторе материкового склона СЗШ связано с дефицитом массы в тылу перемещающегося на запад антициклонического вихря. При этом происходит процесс активного ее восполнения за счет вод северной периферии ОЧТ с юга и вод шельфа с севера. Вдоль кромки шельфа формируется конвергенция вод шельфа и открытого моря с интенсивным фронтальным разделом.

Список литературы

1. *Oguz T., Latun V.S., Latif M.A. et al.* Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea // *Deep Sea Res.* -1993. - V. 40, № 8. - P.1597-1612.
2. *Блинков В.А., Дулов В.А., Станичный С.В.* Грибовидные течения над свалом глубин северо-западной части Черного моря: дистанционные и контактные измерения // *Системы контроля окружающей среды.* - Севастополь, 2002. - С. 406-412.
3. *Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря: Довідковий посібник.* – Київ: КНТ, 2008. - 616 с.
4. *Полонский А.Б.* Роль океана в изменении климата. – Киев: Наукова думка, 2008. -184 с.
5. *Popov Yu, Matygin A, Ukrayinskyu V.* Changes of thermo-halinity characteristics in the North-West Black Sea shelf during the last 50 years // *Regional Aspects of Climate Terrestrial-Hydrologic Interactions in Non-boreal Eastern Europe.* NATO Science for Peace and Security Series. – С: Enviromental Security, Springer, 2009. - P.255-262.
6. *Украинский В.В., Попов Ю.И.* Районирование вод северо-западной части Черного моря по термохалинным показателям // *Тез. доп. Екологічні проблеми Чорного моря.* - Одеса, 2003. - С.374-377.
7. *Попов Ю.И., Матыгин А.С.* Особенности циркуляции вод поверхностного слоя Черного моря по термическим спутниковым данным // *Вісник Одеського державного екологічного університету.* – 2008. - Вип.6.- С. 217–224.

Особливості гідрологічної структури вод схилу північно-західного шельфу Чорного моря в вересні 2008 року. Попов Ю.І., Матигін О.С., Український В.В., Ломакін Є.П., Малахов І.В.

За результатами контактних експедиційних і супутникових спостережень розглянуті процеси і виділені основні чинники динамічної взаємодії вод шельфу і відкритого моря в тилівій частині синоптичного вихору північно-західної частини материкового схилу Чорного моря.

Ключові слова: антициклонічний вихор, води шельфу і відкритого моря, циркуляція вод

Features of hydrological structure of waters of slope of north-western shelf of the Black sea are in September, 2008. Popov Yu.I., Matygin A.S., Ukrainskiy V.V., Lomakin E.P., Malakhov I.V.

On results pin expeditionary and satellite supervisions the processes are considered and the basic factors of dynamic co-operation of waters of shelf and high sea are separated in rearward part of a weather whirlwind of north-western part of mainland slope of Black sea.

Keywords: anticyclonic ring, waters of shelf and high sea, circulation of waters

КВАДРАНТНЫЙ АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИИ МОРСКОГО ДНА

Квадрантный анализ деформации рассматривается как неотъемлемая часть статистического метода, изложенного в предыдущих статьях автора. Показана эффективность этого метода при анализе отдельных сторон механизма деформации морского дна: статистической однородности, синхронности процессов аккумуляции и размыва морского дна в различных масштабах времени и частях экспериментального участка. Дана оценка целесообразности математического моделирования процесса деформации.

Ключевые слова: квадрантный анализ, деформация, синхронность, статистическая однородность процесса, масштаб процесса.

Введение. При математическом моделировании процесса деформации морского дна коэффициенты гидро- и литодинамических уравнений в ходе их решения полагаются неизменными. В других обстоятельствах природный процесс и его отображение в математических уравнениях будут неадекватны друг другу и удовлетворительных результатов о процессе, путем математического моделирования, получить невозможно; можно воспроизвести только самые общие его черты. Для хорошей сходимости натуре и результатов расчета необходимо выявить пространственные и временные границы адекватности природного процесса и описывающих его математических уравнений. Прежде всего, требуется подтвердить статистическую однородность процессов аккумуляции и размыва дна в регионе, составляющих различные стороны механизма деформации дна.

Исходные данные. Деформация морского дна оценивалась по данным промера на экспериментальном участке Керченской бухты размером $5.8 \times 0.4 \text{ км}^2$, включающем подходной канал Керченского морского торгового порта (КМТП), его откосы, а также правое и левое забровочные пространства.

Метод исследования. Для рассмотрения картины деформации морского дна применяется географический метод и квадрантный анализ, как неотъемлемая часть статистического метода (изложенного в предыдущих статьях автора [1,2,3]). Квадрантный анализ позволяет легко выделять типы деформаций, сравнивать интенсивности протекания процессов при осажении наносов на морское дно или их взвешивание, т.е. анализировать разные стороны механизма деформаций.

Результаты исследования. Анализ характеристик деформации морского дна и их статистической однородности показал, что этот процесс во времени в морском канале и на всей площади охваченной промером может протекать синхронно и асинхронно. Одного типа процессы на разных участках исследуемой акватории могут наблюдаться в следующих основных сочетаниях:

- накопление наносов преобладает одновременно и на дне канала и на всей прилегающей территории промера;
- эрозия морского дна одновременно превышает аккумуляцию и в канале и на всей прилегающей территории промера.

В этих случаях на всей территории промера наблюдается совпадение по времени одного и того же механизма деформации морского дна. Возможны также другие варианты сочетаний типов процесса, асинхронные:

- накопление наносов на морском дне канала и на всем прилегающем участке промера протекают в противофазе;

- в противофазе могут наблюдаться также процессы размыва морского дна в канале и на всем участке промера.

В последних двух случаях процесс размыва морского дна, или накопление наносов на нем на разных участках, протекают асинхронно. Внутри канала взаимодействие вод и поверхностного слоя грунтов дна отличается от их взаимодействия в верхней забровочной толще воды всего участка промера, бухты.

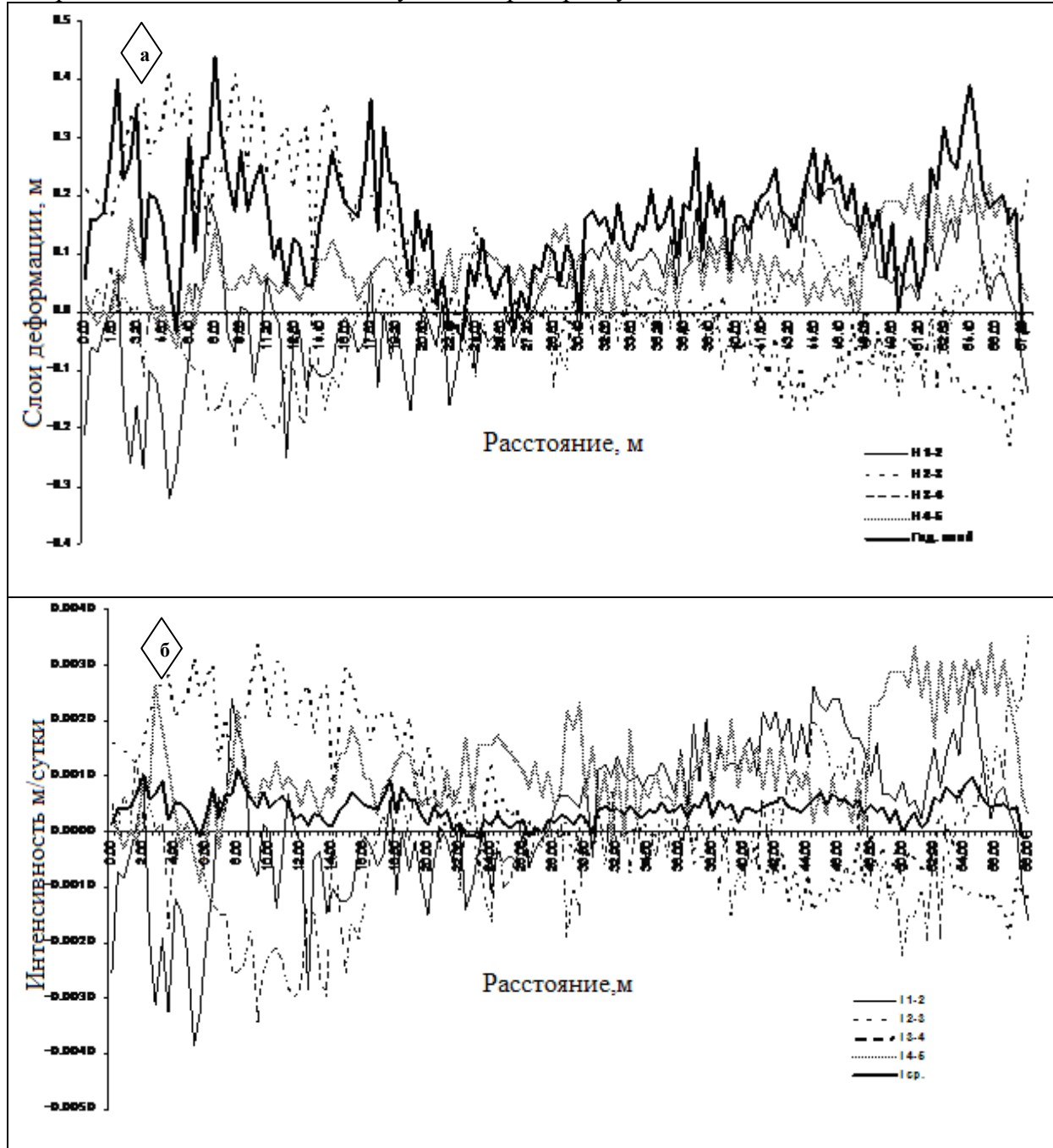


Рис.1 - Графики изменения в подходном канале КМТП усредненных в поперечном направлении показателей деформации: их величин за сентябрь 2001г. – август 2002г (годовых) и за периоды между “сезонными” промерами: сентябрь-ноябрь (1-2), декабрь-март (2-3), апрель-май (3-4) и июнь-август (4-5): **а** – “сезонных” и годовых слоев деформаций (Δh , м), **б** - годовых и “сезонных” интенсивностей деформаций (i , м/сут).

При первом и втором типах гидро - и литодинамика механизма деформации наносов единая для всего экспериментального участка. Такая ситуация возможна когда вся территория деформации морского дна охвачена одним и тем же крупномасштабным процессом. В третьем и четвертом случаях общий результат взаимодействия водной среды и грунтов дна на всей территории асинхронный, состоит из локально-однородных участков. В последнем случае скорости течений в канале превышают ее размывающие величины. В предыдущем же, наоборот, в канале процессы аккумуляции наносов интенсивнее эрозионных, вероятно, из-за малых скоростей течений; и это в то время, когда на всей контролируемой промером территории эрозия морского дна преобладает над аккумуляцией. Гидродинамику толщи вод экспериментального участка, вероятно, следует рассматривать по схеме двух ячеек. Верхний слой водной акватории бухты следует анализировать отдельно от более глубокой части (в канале). В первом слое, напряжение трения на свободной водной поверхности должно рассматриваться по типу “вода-воздух”, на нижней как “вода-вода”. На верхней границе второй ячейки, в канале, касательное напряжение на поверхности раздела водных сред по типу “вода-вода”, а на нижней как касательное напряжение трения на дне. При этом необходимо учитывать, что гранулометрический состав грунтов на поверхности морского дна, в канале и забровочных пространствах неодинаковый: в канале и на забровочных пространствах, вследствие неодинаковой гидродинамики водных сред, этот состав, вероятно, неоднородный по крупности наносов, сортированности, модальной фракции и др. их свойствам.

Закономерности процесса синхронности и асинхронности деформации морского дна на экспериментальном участке Керченской бухты хорошо просматриваются по графикам, приведенным на рис.1а, б.

Прояснить описанные ситуации эффективнее с помощью известного в математике квадрантного анализа, в данном случае как составной части статистического метода оценки деформации морского дна, обоснованного в [1]. В этом его значении применение метода показано на рис. 2, 3.

Различия между двумя рисунками обусловлены, в первую очередь, временными масштабами оценок интегральных характеристик деформации морского дна. Это хорошо видно, когда эти оценки нанесены на графики в соответствии с их координатами, т.е. показаны по квадрантам (координатным углам), по типам деформаций.

В табл.1 типы деформации морского дна в канале и на всей площади промера в зависимости от координатных углов обозначены: знак плюс (+) аккумуляция наносов, минус (-) – размыв дна, эрозия.

Таблица 1 - Особенности деформации в канале и на всей площади промера в зависимости от координатных углов.

Координатные углы (квадранты)	I	II	III	IV
Абсцисса	+	-	-	+
Ордината	+	+	-	-

При одинаковой интенсивности процессов уравнение связи деформации на дне канала и на всей территории представлено прямой линией проходящей под углом 45° через начало координат. По разбросу точек лежащих выше или ниже этой прямой

(рис.2, 3) можно судить о преобладании интенсивности деформации в канале или на всей контролируемой промером территории. Зависимости между интенсивностями деформации, показанные в поле каждого графика уравнениями, наоборот, свидетельствуют о их незначительной пригодности для анализа. Все-таки, по этим графикам заметно, что интенсивность деформации дна в канале осенью и зимой значительно выше, чем на прилегающей ему территории Керченской бухты.

На рис.2 отображены сезонные связи интенсивности деформации дна в подходном канале в зависимости от интенсивности деформации на общей площади промера глубин, с учетом забровочных пространств и откосов канала. На рис.3 изображена картина для годового периода. По оси абсцисс на рисунках показана интенсивность деформации на всей площади промера, по оси ординат – интенсивность деформации дна наблюдаемая в подходном канале. В I и III координатных углах процессы деформации морского дна синхронные, во II и IV – асинхронные. В первом координатном углу лежат точки соответствующие накоплению, аккумуляции наносов на дне морского канала и на всей контролируемой промером территории; в третьем – точки соответствуют размыву, эрозии морского дна. Во втором и четвертом координатных углах расположены точки соответствующие асинхронным процессам, т.е. одновременному размыву и аккумуляции в пространстве, в разных частях экспериментального участка.

Таблица 2 - Оценки типов деформации морского дна в канале и на всей площади промера, (в % от общего числа случаев), в районе подходного канала КМТП по сезонам 2001-2002 гг. и за годовой цикл

Участок морского дна	Синхронные процессы		Асинхронные процессы		Сумма всех деформаций
	А(ПК)- А(ПП)	Р(ПК)- Р(ПП)	А(ПК)- Р(ПП)	Р(ПК)- А(ПП)	
Осень 2001 г.					
Подходной канал (ПК)	43	9	13	0	65
Вся площадь промера (ПП)	12	6	12	5	35
Зима 2001 - 2002 гг.					
Подходной канал (ПК)	40	5	23	0	68
Вся площадь промера (ПП)	16	5	11	0	32
Весна 2002 г.					
Подходной канал (ПК)	20	21	8	5	54
Вся площадь промера (ПП)	11	20	12	3	46
Лето 2002 г.					
Подходной канал (ПК)	29	11	5	2	47
Вся площадь промера (ПП)	36	17	0	0	53
Оценка превышения типов деформации (интенсивностей, %), на отдельных участках за годовой цикл					
Подходной канал (ПК)	79	1	3	0	83
Вся площадь промера (ПП)	16	1	0	0	17

Примечание: А – процесс аккумуляции; Р – размыв морского дна (эрозия)

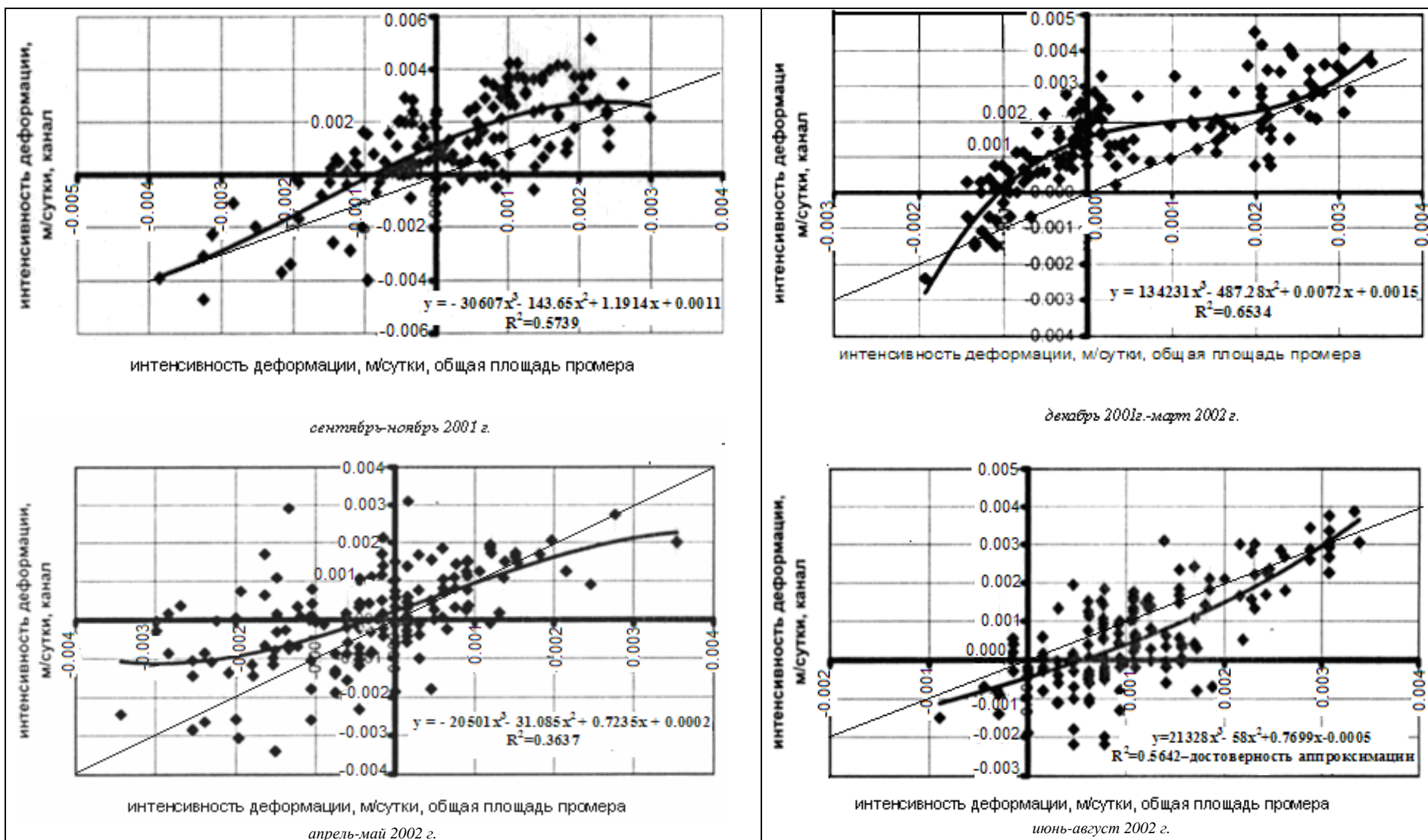


Рис. 2 - Графики связи интенсивности деформации дна в подходном канале КМТП и интенсивности деформации дна на общей площади промера глубин, с учетом забровочных пространств и откосов канала, по "сезонам".

Примечание: — — уравнение связи деформаций; — — прямая линия, проходящая под углом 45°

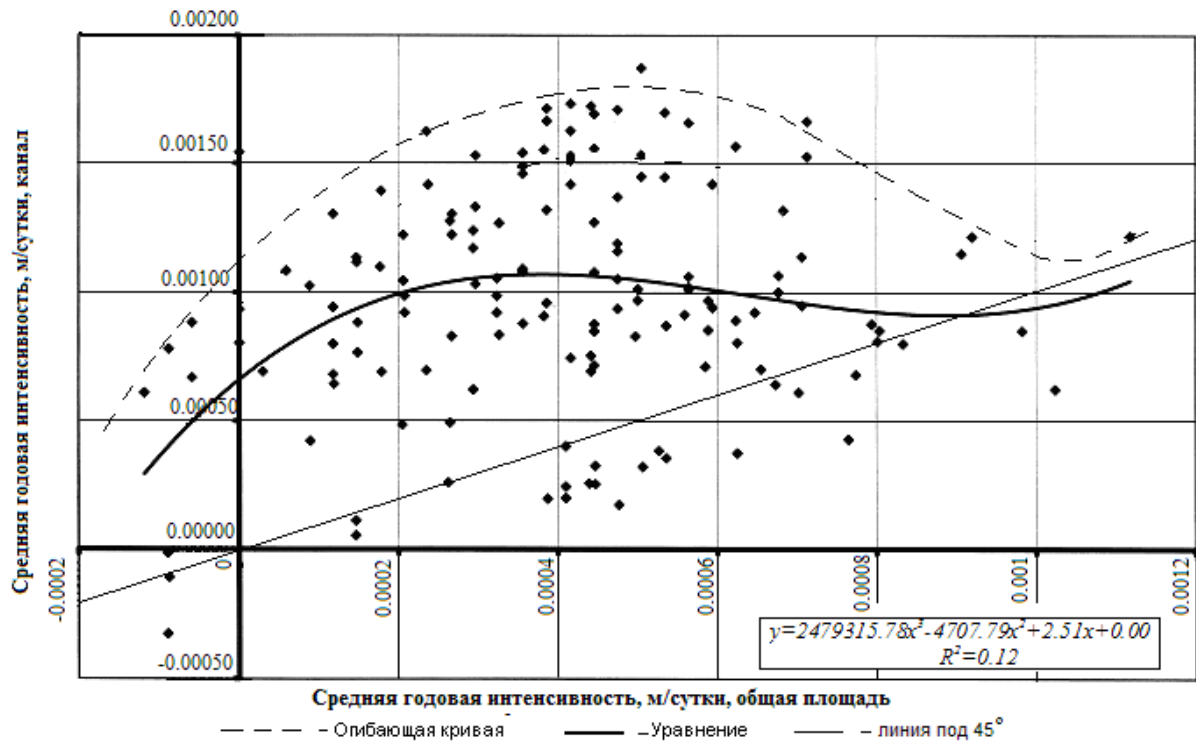


Рис. 3 – График связи интенсивности деформации дна в подходном канале КМТП и интенсивности деформации дна на общей площади промера глубин, с учетом забровочных пространств и откосов канала, за годовой период (сентябрь 2001 г. – август 2002 г.)

Данные табл.2 свидетельствуют о том, что во все сезоны годового цикла синхронные процессы деформации наблюдаются чаще асинхронных. Наиболее часто синхронные процессы размыва-намыва встречаются осенью, зимой и летом. Из общего числа таких случаев аккумуляционные процессы преобладают в осенний и зимний сезоны. При этом интенсивность деформаций в канале почти всегда выше средней интенсивности на общей территории промера, включающей канал, его откосы, левое и правое забровочные пространства. Превышение интенсивностей деформаций в канале, по сравнению с интенсивностью процессов деформации на всей территории охваченной промером, в 2 раза чаще встречается осенью и зимой и в 1.2 раза чаще весной. В летний период отмечено только два случая, когда интенсивность аккумуляции в канале меньше, чем на всей территории. Этот редкий случай, вероятно, связан с особыми, редко повторяющимися обстоятельствами взаимного влияния гидро- и литодинамических процессов.

В годовом цикле синхронные процессы составляют 97% всех случаев. Интенсивность процессов деформации в канале превышает интенсивность аналогичных процессов на всей территории в 83% всех случаев (см. рис.3 и табл. 2), т.е. практически все точки в поле рисунка лежат в первом координатном углу и подавляющая их часть - выше прямой, проходящей под углом 45° из начала координат.

Наибольшая интенсивность накопления наносов в годовом цикле на отдельных участках в канале равна 0.00175 м/сут, (верхняя условная линия, огибающая точки кривой на рис.3), что соответствует годовому слою осадконакопления 0.64 м. Средняя интенсивность накопления наносов в канале равна 0.00100 м/сут; при этом средний слой наносов равен 0.365 м. Этот средний слой накопления наносов в прорези канала

численно соответствует максимальному годовому слою наносов на отдельных участках всей площади промера. Максимальные слои накопления наносов в канале определяют критические глубины при судоходстве, а средние слои необходимый объем ремонтного землечерпания.

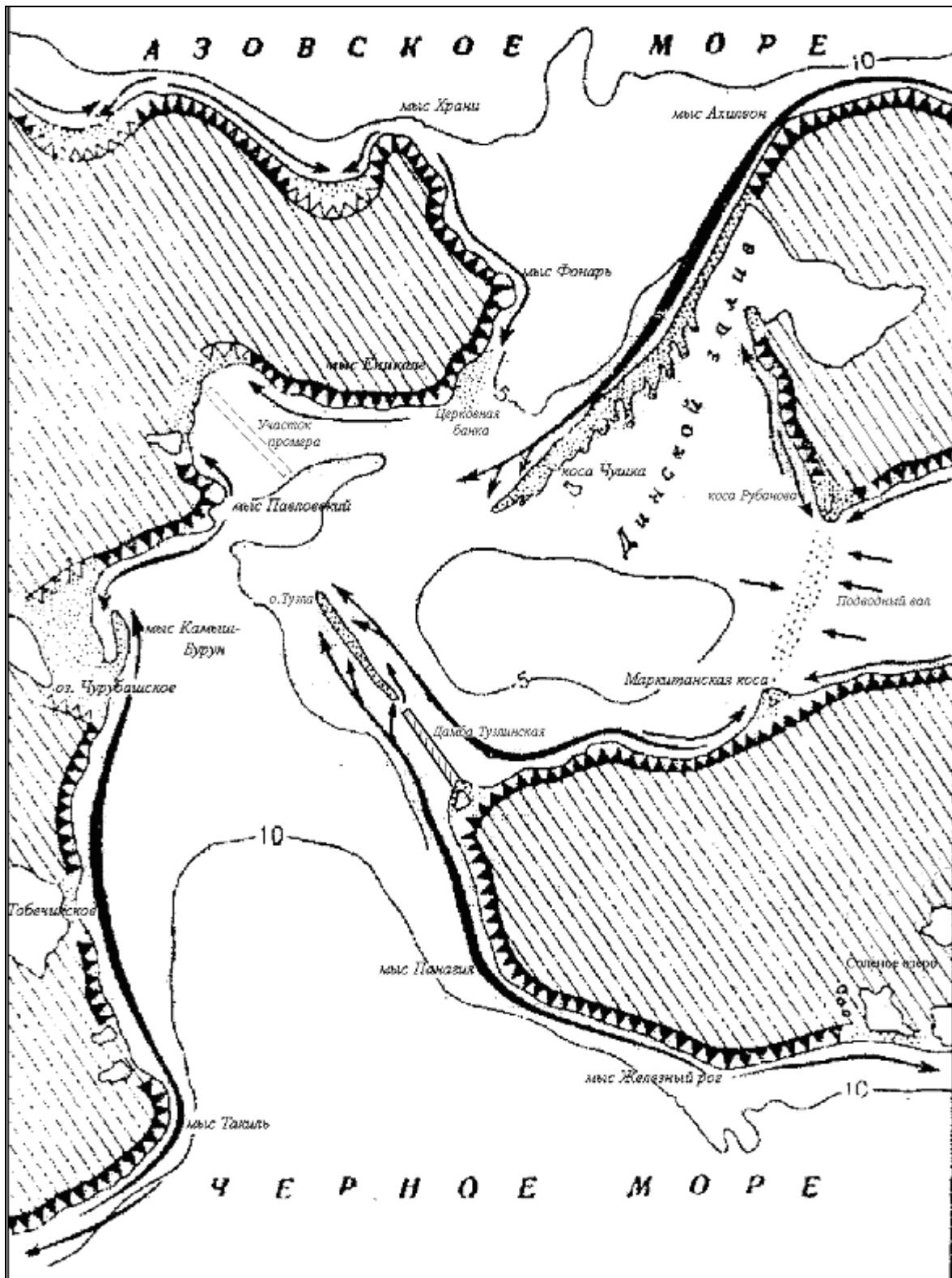


Рис.4 - Карта-схема движения наносов в Керченском проливе, достигающих Керченской бухты.

Сезонные составляющие максимальной интенсивности накопления наносов на дне канала в 2.3 раза превышают такую же характеристику годового периода.

Последний факт свидетельствует об уменьшении интенсивности аккумуляции наносов в канале с возрастанием временного масштаба процесса деформации. Накапливающиеся в течение годового периода наносы на дне моря периодически подвергаются эрозии (размыву), поэтому, в итоге, интенсивность аккумуляции наносов на дне моря бухты за более длительный период всегда оказывается величиной меньшей, чем за более короткий отрезок времени.

Абразия берегов бухты в настоящее время незначительная. Рекогносцировочное обследование береговой зоны примыкающей к урезу показало, что большая ее часть укреплена бетоном.

Постоянное превышение аккумуляционных процессов по сравнению с эрозионными на экспериментальном участке в Керченской бухте свидетельствует о том, что источники наносов находятся вне ее водосборной площади и акватории бухты. Бухта является областью разгрузки мутьевых потоков доставляющих сюда наносы. Мутьевые потоки проникают в Керченскую бухту со стороны мелководного Динского залива, вследствие интенсивной абразии его берегов, из Азовского моря и с черноморским потоком наносов вдоль украинского и российского берегов (рис.4).

Ежегодный объем грунтов, вынимаемых из судоходного канала в Керченском проливе, достигает 1 млн.т. Это является частью твердого стока р. Кубань (1.2 млн.т), поступающего в Керченский пролив из Азовского моря, абразии западных берегов пролива (10 тыс.т.) и 30 тыс.т. с восточной части береговой зоны пролива. Некоторый вклад наносов аккумулируемых в морских каналах, – есть следствие эрозии морского дна при воздействии на грунты размывающих скоростей: орбитальных, при ветровом волнении; градиентных, при денивеляции водной поверхности и пр. В литературных источниках обсуждается также возможность поступления мелкодисперсных наносов в судоходные каналы, в результате взмучивания наносов при траловом лове рыбы.

Выводы

1. В результате исследования показано, что по данным промера в Керченской бухте квадрантный анализ, в сравнении с географическим методом, позволяет легко выделять типы деформаций, сравнивать интенсивности протекания процессов при осаднении наносов на морское дно или их взвешивании в различных частях экспериментального участка, включающем забровочные пространства морского канала, его откосы, дно канала.

2. На основе квадрантного анализа деформации морского дна в бухте получили подтверждение следующие генетически однородные типы деформаций (выявленные ранее, на основе анализа графиков изменчивости характеристик деформации во времени):

- накопление наносов преобладает одновременно и на дне канала и на всей территории промера;
- эрозия морского дна в одно и тоже время превышает аккумуляцию в канале и на всем экспериментальном участке.

В обоих случаях наблюдается совпадение по времени и пространству типа деформации на всей территории промера. Возможны также другие варианты сочетаний типов процесса, асинхронные:

- накоплення наносів на морському дні каналу і на всьому участку промера протікають в протифазі;

- в протифазі можуть бути також процеси розмиву морського дна в каналі і на всьому участку промера.

3. В річному циклі синхронні процеси становлять 97% всіх випадків. Інтенсивність процесів деформації в каналі перевищує інтенсивність аналогічних процесів на всій території в 83% всіх випадків. На сезонних масштабах процес розмиву і аккумуляції в каналі і на всій території експериментального участка в ймовірному сенсі частіше не однорідні, коефіцієнт кореляції між процесами суттєвий, змінюється в межах 0.60-0.81, а на річному проміжку часу коефіцієнт кореляції дорівнює 0.36, т.е. детермінована складова процесу деформації в цьому випадку суттєво менше.

4. Найбільша інтенсивність накоплення наносів в річному циклі на окремих участках в каналі дорівнює 0.00175 м/сут, що відповідає річному шару 0.64м. Сезонні складові максимальної інтенсивності накоплення наносів на дні каналу в 2.3 рази перевищують таку ж характеристику за річний період.

5. В зв'язі з вищеизложеному, аналітичне математичне моделювання процесу деформації з постійними коефіцієнтами рівнянь, для всієї акваторії бухти, можна здійснювати тільки на проміжках часу перевищуючих річний. Отримання задовільних результатів моделювання на сезонних проміжках можливо тільки при уточненні крайових умов окремо для кожного сезону.

Список літератури

1. Ілюшин В.Я. Статистична оцінка бюджету наносів участка Керченської бухти і заносимості підходного каналу Керченського морського торговельного порту (КМТП) //Український гідрометеорологічний журнал -2008. -№3.-С. 213-220.
2. Ілюшин В.Я. Статистичний метод оцінки балансу наносів і деформації морського дна. //Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції 17-18 квітня 2008 р. Екологія міст та рекреаційних зон. -Одеса, 2008. С.51-56.
3. Ілюшин В.Я. Статистичний метод оцінки наносів в районі Керченського проливу. //Вісник Одеського державного екологічного університету. -Одеса, 2008.-№6. С.206-216.

Квадрантний аналіз деформації морського дна. В.Я.Ілюшин

Квадрантний аналіз деформації розглядається як невід'ємна частина статистичного методу, викладеного у попередніх статтях автора. Показана ефективність цього методу при аналізі окремих сторін механізму деформації морського дна: статистичної однорідності, синхронності процесів аккумуляції і розмиву морського дна в різних масштабах часу і частинах експериментальної ділянки. Дана оцінка можливості математичного моделювання процесу деформації.

Ключові слова: квадрантний аналіз, деформація, синхронність, статистична однорідність процесу, масштаб процесу.

The quadrant analysis of sea-bottom deformation. V.Ya.Ilyushin

The quadrant analysis of the deformation is considered as inalienable part of the statistical method expounded in the author's previous articles. Efficiency of this method at the analysis of certain sides of sea-bottom deformation mechanism is shown: statistical homogeneity, synchronism of sea-bottom accumulation and wash-out processes in various time scales and parts of the experimental area. Estimation of appropriateness of mathematical modelling of the deformation process is given.

Keywords: quadrant analysis, deformation, synchronism, statistical homogeneity of the process, scale of the process.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С СОБЫТИЯМИ ЭЛЬ-НИНЬО

По данным ре-анализа NCEP/NCAR за 1950-2008 гг. и массивов глобальных аномалий температуры поверхности океана и приземного атмосферного давления за 1856-2008 гг. (массивы Каплана) исследованы особенности гидрометеорологических полей Тихоокеанского региона в связи с событиями Эль-Ниньо разных типов.

Ключевые слова: *Эль-Ниньо разных типов, аномалии гидрометеорологических полей, частота и интенсивность циклонов.*

Введение. Среди глобальных сигналов межгодовой климатической изменчивости ведущее место занимает Эль-Ниньо - Южное Колебание (ЭНЮК). ЭНЮК проявляется в существенном потеплении поверхностных вод экваториальной зоны Тихого океана. Это вызывает крупномасштабную перестройку атмосферной циркуляции в тропическом регионе, которая, в свою очередь, посредством дальних связей оказывает воздействие на климат и погоду умеренных широт. Именно поэтому понимание механизма и эволюции этого явления может внести большой вклад в развитие новых методов долгосрочного прогноза погоды. Северная часть Тихого океана представляет особый интерес для исследователей, т.к. рассматривается в современной научной литературе как ключевое звено передачи сигнала ЭНЮК в Атлантико-Европейский регион [1].

Исследования последних лет показали, что все события ЭН различаются по характеру эволюции во времени и по интенсивности, что накладывает отпечаток на величину и знак аномалий в атмосфере и океане. В нашей работе [2] по результатам кластерного анализа была проведена классификация событий Эль-Ниньо (ЭН), выделены три типа ЭН (весенние, летне-осенние короткоживущие, летне-осенние продолжительные) и описаны их характеристики. Целью настоящей работы является исследование особенностей проявления событий ЭН разных типов в гидрометеорологических полях Тихоокеанского региона.

Данные и методика. В качестве исходных данных использовались массивы глобального ре-анализа NCEP/NCAR полей приземного атмосферного давления (сетка $2,5^\circ \times 2,5^\circ$), температуры воздуха на уровне 2 м (Гауссовская сетка с шагом $1,875^\circ$), полей геопотенциала 500 гПа и 50 гПа, за период 1950-2008 гг. Кроме этого использовались глобальные массивы данных аномалий температуры поверхности океана за 1856-2008 гг. на сетке $5^\circ \times 5^\circ$ [3] и аномалий приземного атмосферного давления за 1856-1992 гг. на сетке $4^\circ \times 4^\circ$ [4].

Для анализа исходных данных использовался метод композитов. Для каждого исследуемого параметра были построены композитные карты, соответствующие каждому типу ЭН. Аномалии вычислялись относительно средних многолетних величин. Кроме того, по данным о высоте геопотенциальной поверхности 1000 гПа из массива NCEP/NCAR по методике Бардина [5] были рассчитаны основные характеристики циклонов – частота дней с циклонами и интенсивность циклонов.

Результаты. Начало событий Эль-Ниньо «весеннего» типа (далее I типа) приходится на весну, событий «летне-осеннего короткоживущего» и «летне-осеннего продолжительного» типов (далее II и III типа соответственно) – на лето-осень, зрелая же фаза для всех типов событий достигается в декабре «0» года - январе «+1» года [2].

Таблица 1 – Аномалии (в СКО) частоты повторяемости дней с циклонами (f) и интенсивности циклонов (i) в январе «+1» года на севере Тихого океана относительно средней величины за 1948-2006 гг.

Номер района	ЭН I типа		ЭН II типа		ЭН III типа	
	f	i	f	i	f	i
1	-0,61	-0,38	0,04	0,23	0,42	0,00
2	-0,78	-0,26	-0,35	-0,31	-0,36	0,57
3	0,41	-0,55	-0,05	0,53	-0,54	1,26
4	0,79	0,32	-0,19	0,27	0,07	0,88
5	0,08	-0,11	0,07	-0,35	-0,34	-1,01
6	-0,51	-0,30	-0,21	0,49	-0,51	1,00
7	-0,97	-0,60	-0,12	-0,13	1,24	0,61

повторяемости дней с циклонами в квадратах 3 и 4, и понижением величины этого параметра в квадратах 1, 2, 6 и 7. В периоды событий ЭН II типа траектории циклонов зимой «+1» года меняются незначительно, но отмечается увеличение интенсивности циклонических образований в квадратах 1, 3, 4 и 6 (см. табл.1). Более сложная картина наблюдается в периоды событий ЭН III типа. С одной стороны, в эти периоды наблюдается рост частоты повторяемости дней с циклонами на востоке Тихого океана (особенно в квадрате 7), с другой стороны, повторяемость снижается во всех квадратах на западе Тихого океана. Следовательно, процесс циклогенеза подавлен на западе Тихого океана. Наиболее вероятно, это происходит по причине повышения частоты антициклональных блокингов. Известно, что зимой над теплыми океаническими течениями создаются благоприятные условия для возникновения и существования блокирующих антициклонов [6]. В годы событий ЭН III типа температура поверхности океана и температура воздуха в области теплогo тихоокеанского течения Куроисиo выше климатической нормы на 1-2°C (рис. 3 и 6), поэтому вероятность возникновения антициклональных блокингов здесь значительно возрастает. Траектории же циклонов в умеренных широтах Тихого океана ориентированы не в зональном направлении, а имеют существенную меридиональную компоненту. Приведенные факты свидетельствуют о преобладании зонального типа циркуляции в умеренных широтах над Тихим океаном в годы ЭН I и II типа и меридионального – в годы ЭН III типа.

Сдвиг на север шторм-треков тихоокеанских циклонов при ЭН I типа препятствует проникновению холодного арктического воздуха в умеренные широты и способствует адвекции относительно теплогo умеренного морского воздуха на территорию Северной Америки. Поэтому средняя температура воздуха зимой «+1» года во время весенних событий ЭН в полосе широт от 40° до 60° с.ш. оказывается на 1-2°C выше климатической нормы (рис.3). Напротив, более суровая, чем обычно зима отмечается над Чукоткой, Охотским морем и северной частью Аляски (отрицательные аномалии температуры воздуха достигают -2-3°C).

В период событий II типа зимой «+1» года (в отличие от событий I типа) положительные аномалии приземной температуры воздуха (+2+3°C) наблюдаются почти повсеместно к северу от 70° с.ш. за исключением островов Канадского арктического архипелага. Анализ полей приземного атмосферного давления с более детальным пространственным разрешением из массива ре-анализа NCEP/NCAR показал, что Сибирский антициклон в годы событий ЭН II типа смещается на юг, и в полярных и ультраполярных широтах преобладает циклоническая циркуляция. Атлантические циклоны проникают далеко на север, что и обуславливает высокий фон

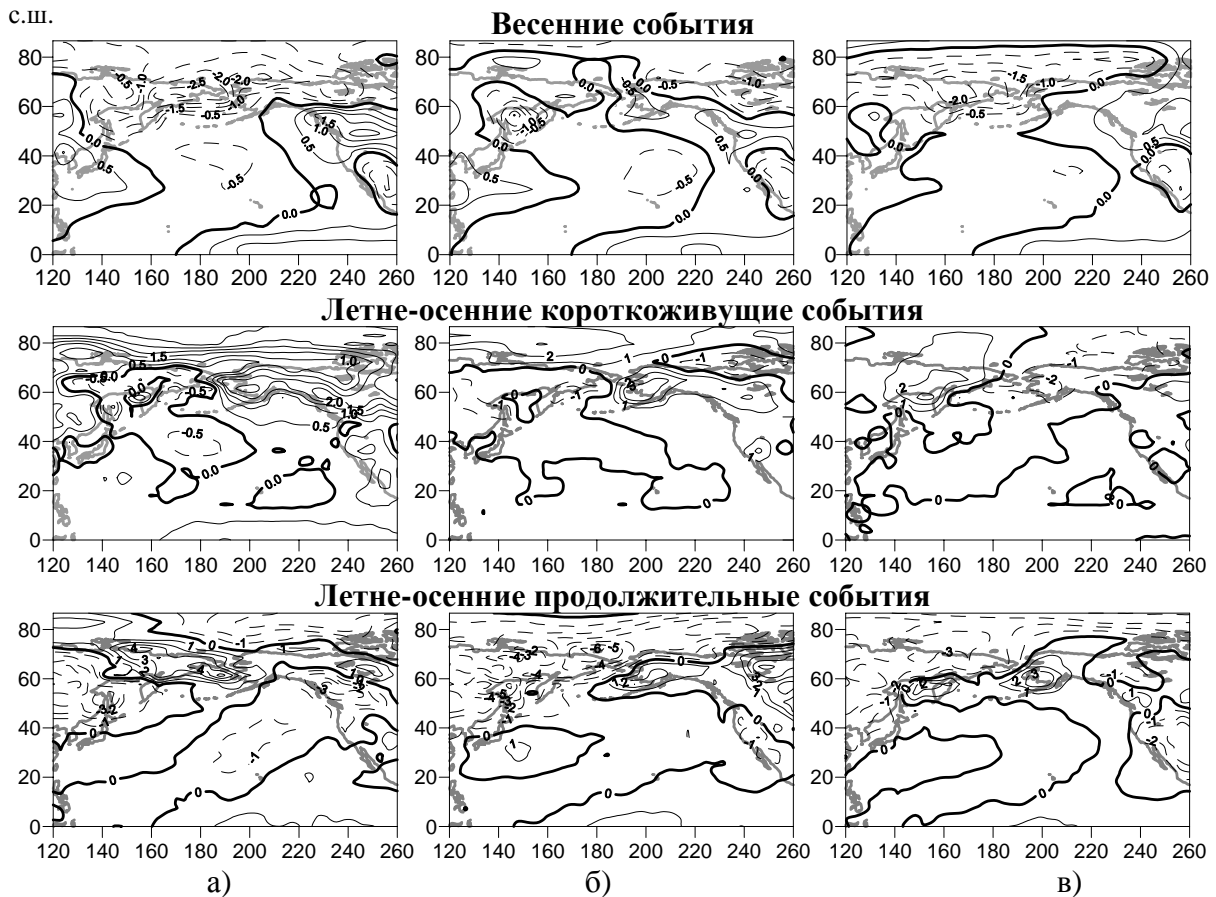


Рис.3 – Композитные аномалии приземной температуры воздуха (ПТВ) в декабре «0» года (а), январе (б) и феврале (в) «+1» года для разных типов ЭН (по данным ре-анализа NCEP/NCAR).

зимних температур в полярных широтах. Появление области отрицательных аномалий температуры воздуха в центре Тихого океана ($-0,5^{\circ}\text{C}$) связано с охлаждением поверхностных вод в данном районе.

Структура поля аномалий приземной температуры воздуха в годы ЭН III типа в общих чертах напоминает структуру поля аномалий ПТВ в годы ЭН I типа. В декабре «0» года на большей части Тихоокеанского региона и прилегающих континентов (за исключением севера Восточной Сибири и Чукотки) наблюдаются отрицательные аномалии температуры воздуха, достигающие -4°C в Приморском крае и на северо-западе Канады. В январе «+1» года над Северной Америкой отмечаются уже положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до $+5^{\circ}\text{C}$), а над восточными районами Евразии и в полярных широтах – отрицательные аномалии (до -6°C). Наконец, в феврале «+1» года над Евразией и Северной Америкой среднемесячная температура ниже средней многолетней и только над Охотским морем, юго-западной оконечностью полуострова Аляски и небольшой областью в районе Скалистых гор – выше средней многолетней температуры. Такое пространственное распределение аномалий температуры воздуха сложилось в результате преобладания атмосферных процессов меридионального типа в тихоокеанском регионе и особенностей поля температуры поверхности океана.

Перестройка циркуляции в период Эль-Ниньо охватывает всю тропосферу северного полушария. По мере смещения основного центра конвекции в тропиках на восток – от берегов Индонезии в центр Тихого океана – в средней и верхней

тропосфере изменяется географическое положение и амплитуда квазистационарных волн, а также направление и интенсивность тропосферных струйных течений над Тихим океаном и Северной Америкой. Поле геопотенциала АТ500 над Тихим океаном характеризуется наличием гребня высокого давления над его восточной частью и ложбины над его западной частью. В годы ЭН I типа ложбина над западной частью Тихого океана смещается на восток (рис.4), что и обуславливает отрицательные аномалии геопотенциала в районе Алеутского полуострова и отрицательные аномалии температуры воздуха в слое 0-5 км. Субтропическая зона высокого давления проходит на 2°-3° севернее своего многолетнего положения. Это приводит к обострению высотной фронтальной зоны и усилению скорости струйного течения на востоке Тихого океана.

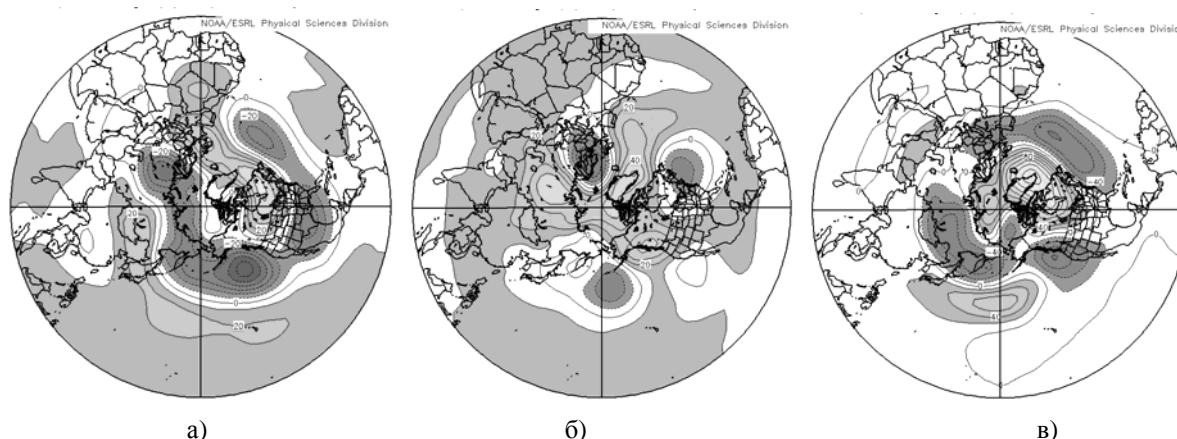


Рис.4 – Композитные аномалии высоты геопотенциала поверхности 500 гПа (дам) в январе-феврале «+1» года для разных типов ЭН по данным NCEP/NCAR: а) весеннего; б) летне-осеннего короткоживущего; в) летне-осеннего продолжительного.

В годы ЭН II типа отмечается смещение гребня вдоль западного побережья Северной Америки на север. Теплая воздушная масса, проникая в субполярные и полярные широты, вызывает положительные аномалии геопотенциала и температуры воздуха. Холодная ложбина в полосе широт от 50° с.ш. до 60° с.ш. обнаруживается восточнее своего климатического положения, т.е. холодный воздух из своего очага над Охотским морем распространяется в центр Тихого океана. В районе линии перемены дат над Беринговым морем значительно усиливаются температурные контрасты, и, как следствие, возрастает неустойчивость воздушных масс. Именно этот фактор способствует росту интенсивности циклонических образований в центре Берингова моря (табл.1).

В годы ЭН III типа холод в средней тропосфере также распространяется на восток вблизи Алеутского полуострова.

В ряде работ зарубежных и отечественных специалистов было показано, что на циркуляцию атмосферы в Атлантико-Европейском регионе влияет стратосфера, особенно состояние полярного вихря [7]. Известно, что Эль-Ниньо оказывает значительное влияние на нижнестратосферный циркумполярный вихрь. Следовательно, чтобы лучше понять влияние ЭНЮК на климат Европы нужно рассмотреть влияние ЭН на стратосферу.

В период зрелой фазы ЭНЮК аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в тропиках Тихого океана могут достигать +5-7°C. Очаг термического возбуждения такого рода является источником стационарных планетарных волн, проникающих из тропосферы в стратосферу в зимний период. Эти волны играют важную роль в

динамике стратосферы: они взаимодействуют со средней стратосферной циркуляцией, переносят озон в стратосферу и считаются основной причиной внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Во время ВСП происходит значительное увеличение температуры полярной стратосферы и замедление зональной циркуляции, при этом сам полярный вихрь может смещаться от полюса или деформироваться. Еще *van Loon and Labitzke* [8] обнаружили, что события ЭНЮК связаны со слабым стратосферным циркумполярным вихрем. Согласно их исследованиям в период зрелой фазы ЭНЮК в нижней стратосфере сильные положительные аномалии геопотенциала обнаруживаются над полюсом, а в умеренных широтах появляется пояс отрицательных аномалий с центрами над Западной Европой и Охотским морем. Описанная ситуация полностью совпадает с полем композитных аномалий геопотенциала АТ50 для событий ЭН III типа (рис.5в). Однако во время событий ЭН I и II типа наблюдается смещение циркумполярного циклона в район Скандинавии. При этом область наибольших положительных аномалий геопотенциала АТ50 локализована либо над Восточной Сибирью в районе моря Лаптевых (ЭН I типа), либо над Северной Америкой в районе моря Бофорта (ЭН II типа). Что касается температуры воздуха на АТ50, то областям положительных аномалий геопотенциала на изобарической поверхности 50 гПа соответствовали области положительных аномалий температур и наоборот (рисунок не приведен). Максимальные по величине композитные аномалии температуры АТ50 в феврале «+1» года составили +3К, +2К и +10К для событий ЭН I, II и III типа соответственно.

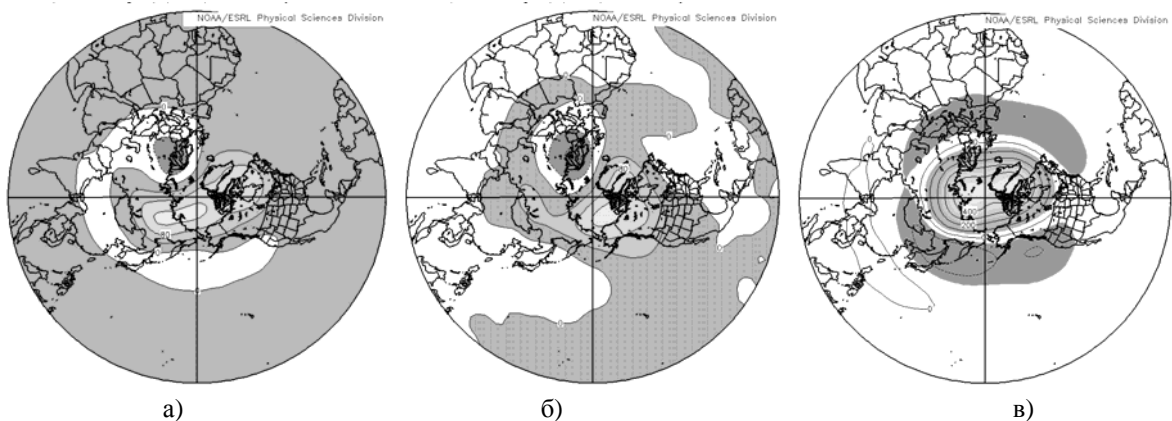


Рис.5 – Аномалии поля геопотенциала изобарической поверхности АТ50 (дам) в феврале «+1» года для событий Эль-Ниньо: а) весеннего; б) летне-осеннего короткоживущего; в) летне-осеннего продолжительного.

В дальнейшем потепление в нижней стратосфере постепенно распространяется вниз к тропопаузе [9]. Этот процесс является очень важным, т.к. может воздействовать на сигнал ЭНЮК в нижней и средней тропосфере в Европейском регионе. *Brönnimann* в работе [1] приводит данные, что коэффициент корреляции индекса NINO3.4, рассчитанного для холодной половины года после удаления низкочастотной компоненты, и индекса слабости циркумполярного вихря на поверхности 100 гПа составил 0,42. Причем, эта связь не только была статистически значима на очень высоком уровне ($p < 0,05$), но и превышала корреляции обычно обнаруживаемые между ЭНЮК и переменными, характеризующими европейский климат. Исследования отечественных метеорологов [10] показали, что потепление стратосферного вихря и его замедление приводят к активизации процессов меридионального типа в Атлантико-Европейском регионе. При этом повышается частота блокировок, и в Украине наблюдаются длительные потепления или похолодания.

В поле ТПО зимой «+1» года вследствие интенсификации Алеутского минимума во время кульминации событий ЭН I и II типа появляются холодные аномалии в центре Берингова моря и теплые аномалии вдоль тихоокеанского побережья Аляски (рис. ба и бб). В отличие от них зимой «+1» года во время кульминации событий ЭН III типа в центре Тихого океана в умеренных широтах температура воды на 1°C выше климатической нормы. Очевидно, это вызвано повышением температуры течения Куроисио.

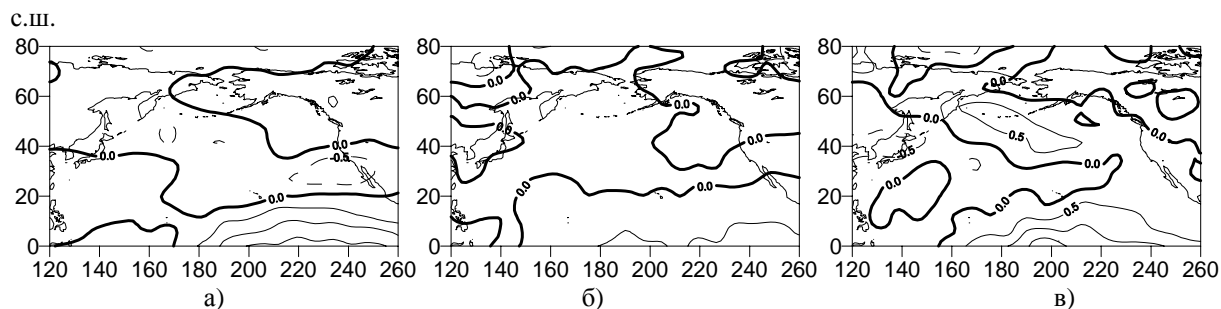


Рис.6 – Композитные аномалии поля температуры поверхности океана в январе-феврале «+1» года для событий Эль-Ниньо: а) весеннего; б) летне-осеннего короткоживущего; в) летне-осеннего продолжительного.

Выводы. Эль-Ниньо – один из главных крупномасштабных сигналов в системе океан-атмосфера, который вызывает значительную перестройку гидрометеорологических полей в Тихоокеанском регионе. Знак и величина аномалий температуры воды и воздуха, атмосферного давления в период зрелой фазы событий Эль-Ниньо (зимой «+1» года) определяется типом события.

1. В поле приземного атмосферного давления зимой «+1» года все события Эль-Ниньо сопровождаются интенсификацией Алеутского минимума. Это связано со сдвигом на север шторм-треков тихоокеанских циклонов (события весеннего типа), ростом интенсивности циклонических образований (летне-осенние короткоживущие события) и преобладанием циркуляции меридионального типа (летне-осенние продолжительные события).

2. В годы событий ЭН весеннего и летне-осеннего продолжительного типа аномально теплые зимы наблюдаются на территории Северной Америки и аномально холодные – в полярных районах. В отличие от них, в годы летне-осенних короткоживущих событий полярная зона Тихоокеанского сектора (полностью или частично) находится в области положительных аномалий зимних температур.

3. В средней тропосфере во время событий ЭН изменяется географическое положение и амплитуда квазистационарных волн, а также направление и интенсивность тропосферных струйных течений над Тихим океаном и Северной Америкой.

4. В нижней стратосфере зимой «+1» года наблюдается потепление циркумполярного вихря (наибольшее – во время событий ЭН летне-осеннего продолжительного типа). При этом центр циркумполярного вихря смещается от полюса в район моря Лаптевых- моря Бофорта в случае ЭН весеннего и летне-осеннего короткоживущего типа и не смещается в случае ЭН весеннего и летне-осеннего короткоживущего типа.

5. В поле температуры поверхности океана зимой «+1» года событий ЭН весеннего и летне-осеннего короткоживущего типа появляются холодные аномалии в центре Берингова моря и теплые аномалии вдоль тихоокеанского побережья Аляски. Во время кульминации событий ЭН летне-осеннего продолжительного типа в центре

Тихого океана в умеренных широтах температура воды превышает климатическую норму.

Список литературы

1. Brönnimann S. The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate // *Climate Dynamics*. – 2007. – V.28. – PP. 181–197. DOI 10.1007/s00382-006-0175-z.
2. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. Классификация событий Эль-Ниньо и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе // *Доповіді НАН України*. – 2010. – №3. – С. 124-130.
3. Kaplan A., Cane M., Kushnir Y., Clement A., Blumenthal M., Rajagopalan B. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991 // *J. Geoph. Res.* – 1998. – V.103. – PP. 18567–18589.
4. Kaplan A., Kushnir Y., Cane M.A. Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure // *J. Climate*. – 2000. – V.13. – PP. 2987–3002.
5. Бардин М.Ю. Изменчивость характеристик циклонической активности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария // *Метеорология и Гидрология*. – 1995. – № 11. – С. 24–37.
6. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
7. Baldwin M.P. Dunkerton T.J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science*. – 2001. – V.294. – PP. 581–584.
8. van Loon H. Labitzke K. The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation // *Mon. Wea. Rev.* – 1987. – V.115. – PP. 357–369.
9. Garcia-Herrera R., Calvo N., Garcia R.R., Giorgetta M.A. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V.111. – D06101, doi:10.1029/2005JD006061.
10. Мартазинова В.Ф., Остапчук В.В. Взаимозависимость процессов циркуляции в тропосфере и стратосфере при кратковременных и длительных потеплениях и похолоданиях в Украине // *Наук. праці УкрНДГМІ*. – 2004. – Вып. 253. – С. 27-36.

Особливості гідрометеорологічних полів Тихоокеанського регіону у зв'язку з подіями Ель-Нін'ю. Воскресенська О.М., Михайлова Н.В., Маслова В.Н.

За даними ре-аналізу NCEP/NCAR за 1950-2008 рр. і масивів глобальних аномалій температури поверхні океану і приземного атмосферного тиску за 1856-2008 рр. (масиви Каплана) досліджені особливості гідрометеорологічних полів Тихоокеанського регіону у зв'язку з подіями Ель-Нін'ю різних типів.

Ключові слова: Ель-Нін'ю різних типів, аномалії гідрометеорологічних полів, частота і інтенсивність циклонів.

The features of the Pacific hydrometeorological fields in connection with El Nino events.

Voskresenskaya E.N., Mikhailova N.V., Maslova V.N.

Using re-analysis of NCEP/NCAR for 1950-2008 and global anomalies of sea surface temperature and sea level atmospheric pressure for 1856-2008 (Kaplan's data sets) the features of the Pacific hydrometeorological fields in connection with El Nino events of different types are considered.

Keywords: El Nino of different types, anomalies of the hydrometeorological fields, frequency and intensity of cyclones.

Т.Е. Данова, канд.геогр.наук., **Е.В. Галат**, асп.
Одесский государственный экологический университет

ЗАВИСИМОСТЬ СПЛОЧЕННОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА ОТ ИНДЕКСА ГОЛЬФСТРИМ

К полям общей сплоченности морского льда Арктики применен метод компонентного анализа, показано, что величины первых двух собственных значений исчерпывают более 80% суммарной дисперсии поля. Поле первой главной компоненты выявило влияние втекающих в Арктический бассейн вод на динамику морского льда. Поле второй главной компоненты, отражает влияние более теплых воздушных масс, приходящих в данный район из низких широт. Выявлено влияние течения Гольфстрим на весь Северный Ледовитый океан.

Ключевые слова: концентрация морского льда, индекс Гольфстрим, корреляционная связь.

Введение. Известно, что теплое течение Гольфстрим является важнейшей составляющей циркуляции в Северной Атлантике и оказывает важнейшее влияние на климат Западной и Северной Европы. Любые изменения в положении и интенсивности этого течения могут иметь серьезные последствия для Европы. Изменения океанической циркуляции неразрывно связаны с изменениями в поле температуры и солёности в океане. Исследования ученых разных стран показывают, что с середины 1990-х годов в восточных районах Северной Атлантики (Северном и Норвежском море) отмечается рекордное повышение, как температуры, так и солёности воды. В то же время усиливается приток холодных и пресных вод в регионе Гренландии и Исландии. Опреснение Северной Атлантики в этих районах океана происходит вследствие усиления осадков, а также таяния снега и льда в условиях потепления климата. Изменения в характере и интенсивности распространения холодных и более пресных водных масс приводят к тому, что теплые и солёные водные массы оттесняются и попадают в Норвежское море южнее Исландии и западнее Фарерских островов.

Исходные данные и методика исследования. В данной работе предпринята попытка выявить взаимосвязь среднегодовых значений общей сплоченности морского льда Арктического бассейна с индексом Гольфстрим за период с 1972 по 2005 год. Источником данных послужили: Nimbus-7 SMMR Arctic Sea Ice Concentrations or DMSP SSM/I Sea Ice Concentrations using the NASA Team Algorithm.

Данные, описывающие ледовую обстановку в Арктическом бассейне представлены в виде сетки с разрешением в один градус и наполнением (максимум – 100% и минимум 0%, в зависимости от характеристик морского льда) и подготовлены в Иллинойском университете. Эти данные носят название ледовитость (Ice cover) и представляют собой процент площади, занятой льдом любой сплоченности по отношению к общей площади моря или какого-нибудь большого географического района этот район может быть глобальным, включающим площадь морей целого полушария, или какой-либо частью океана или моря. Предлагаемые к исследованию данные 1972–2007гг. получены с помощью спутника, следовательно, данные имеют высокую точность [1]. Все данные нами ранее были подвергнуты статистическому анализу [2].

Индекс Гольфстрим, представленный на сайте Плимутской морской лаборатории Великобритании показывает аномалии в положении северной границы течения Гольфстрим у побережья Северной Америки. Аномалия широтного положения северной границы течения определяется на основе данных ТПО (температуры

поверхности океана) в шести точках (79°, 75°, 72°, 70°, 67°, 65°з.д.) с помощью специальной методики анализа. На сайте лаборатории (<http://web.pml.ac.uk/gulfstream/data.htm>) представлены таблица и график среднемесячных и среднегодовых аномалий положения северной границы течения в регионе исследования за период наблюдений с 1966 по 2005 гг.

Для анализа поля ледовитости Арктического бассейна используется компонентный анализ, который позволил выделить собственные значения. Первые из них, как известно, относятся к наиболее крупномасштабным процессам. Свойства этих процессов выявляют соответствующие ортогональные компоненты поля, которые и называются главными компонентами.

В дальнейшем анализе использовалась сетка, характеризующая ледовитость Арктического бассейна с разрешением в 5°. В каждом узле полученной сетки, с целью выявления зависимости, была проведена корреляция значений ледовитости, характерных для данной точки пространства, и индекса Гольфстрим. В данных расчетах использовались среднегодовые значения исследуемых величин.

Результаты исследования и их анализ. Период лет 1972-2007гг., представляющий современное состояние морского льда в Арктическом бассейне можно охарактеризовать как период с резким уменьшением покрытия морским льдом, причем скорость изменений за эти годы возросла почти в 20 раз. Период колебаний характерный для данного периода составил 4,2 года (рис. 1) [3, 4].

Применение компонентного анализа позволило определить главные компоненты. Как показал анализ полученных результатов, для исследуемого поля ледовитости Арктического бассейна, величины первых двух собственных значений исчерпывают более 80% суммарной дисперсии поля.

Далее были построены графики временных рядов главных компонент среднегодовых значений ледовитости (рис. 2, 3). Эти графики включают в себя не только основные колебания, но и шумовую компоненту. Избавиться от шумовой компоненты можно с помощью скользящего сглаживания, для его проведения была выявлена периодичность с максимальной энергией колебания. Так, для первой главной компоненты среднегодовых значений ледовитости значимым является колебание с периодом 3 года. В спектре второй главной компоненты среднегодовых значений ледовитости наибольшую энергию имеет девятилетние колебание.

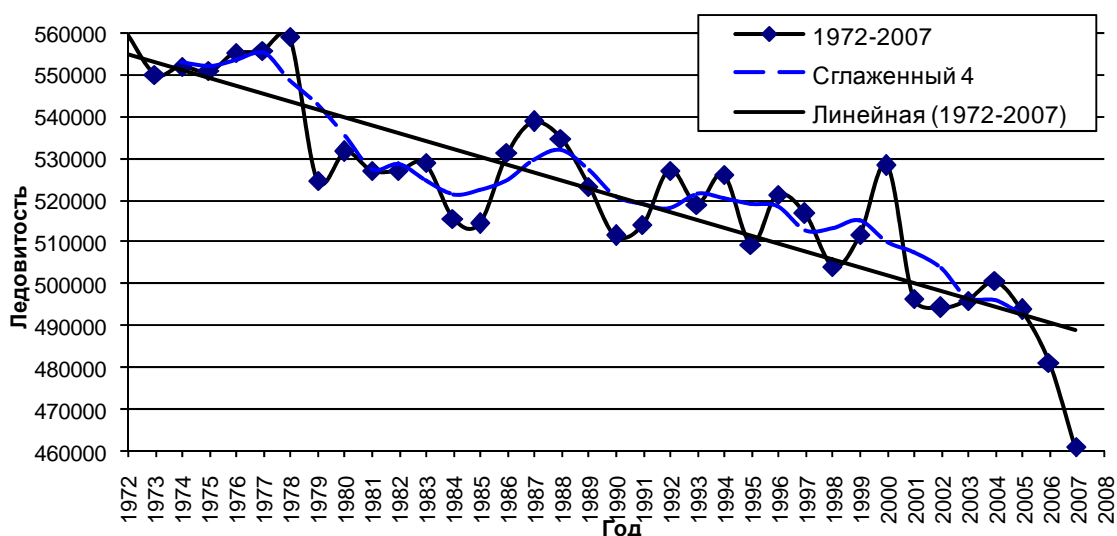


Рис. 1 – Межгодовые колебания, сглаженный ряд и линейный тренд ледовитости за период 1972-2007гг. [2].

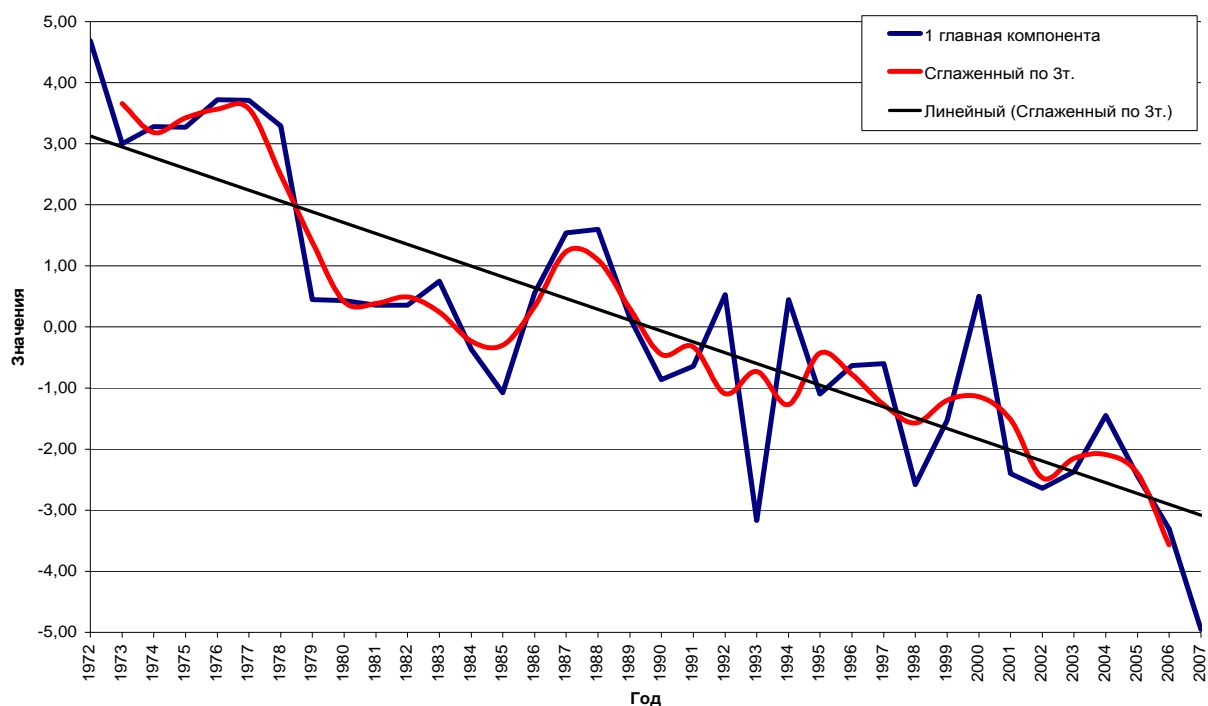


Рис. 2 – Временной ряд первой главной компоненты среднегодовых значений ледовитости Арктического бассейна.

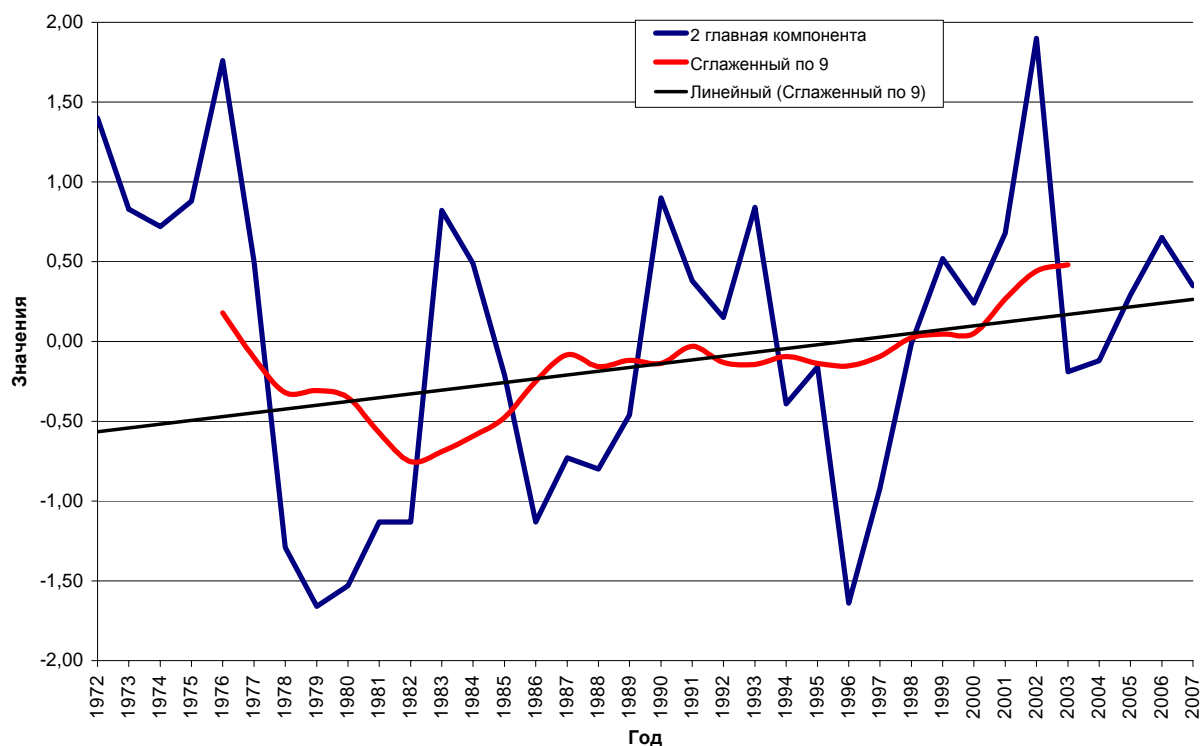


Рис. 3 – Временной ряд второй главной компоненты среднегодовых значений ледовитости Арктического бассейна.

Для среднегодовых значений индекса Гольфстрим значимым является колебание с периодом 2 года (рис. 4). С учетом полученных значимых периодов колебаний было проведено сглаживание.

Анализ сглаженного временного ряда первой главной компоненты среднегодовых значений ледовитости Арктического бассейна, которая характеризует крупномасштабные процессы, показал, что наблюдаемая динамика процесса и трендовая составляющая хорошо соответствует изменениям ледовитости с 1972 по 2007г (рис. 1).

Известно, что полярные регионы связаны с остальной частью климатической системы Земли сложными путями, зависящими от сочетания атмосферного потока и океанической циркуляции. По нашему мнению, первая главная компонента описывает зависимость катастрофического снижения ледовитости Арктического бассейна от процесса увеличения глобальной средней температуры воздуха у поверхности земли и, соответственно, от увеличения температуры поверхности океана.

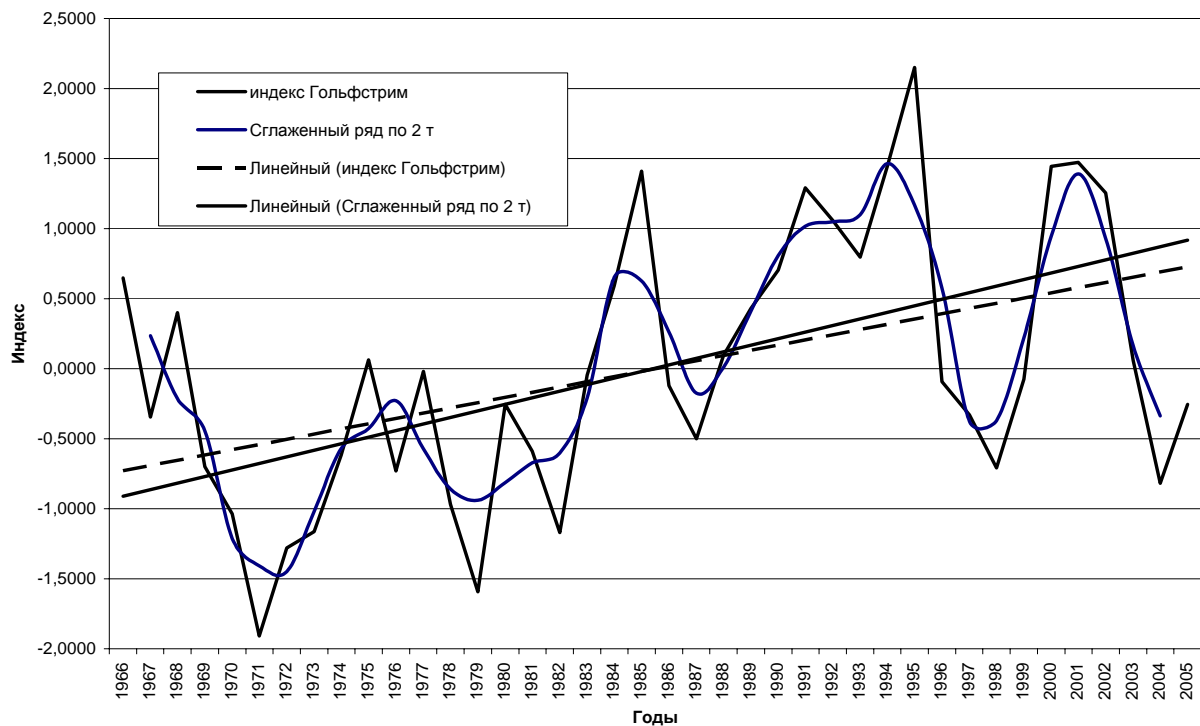
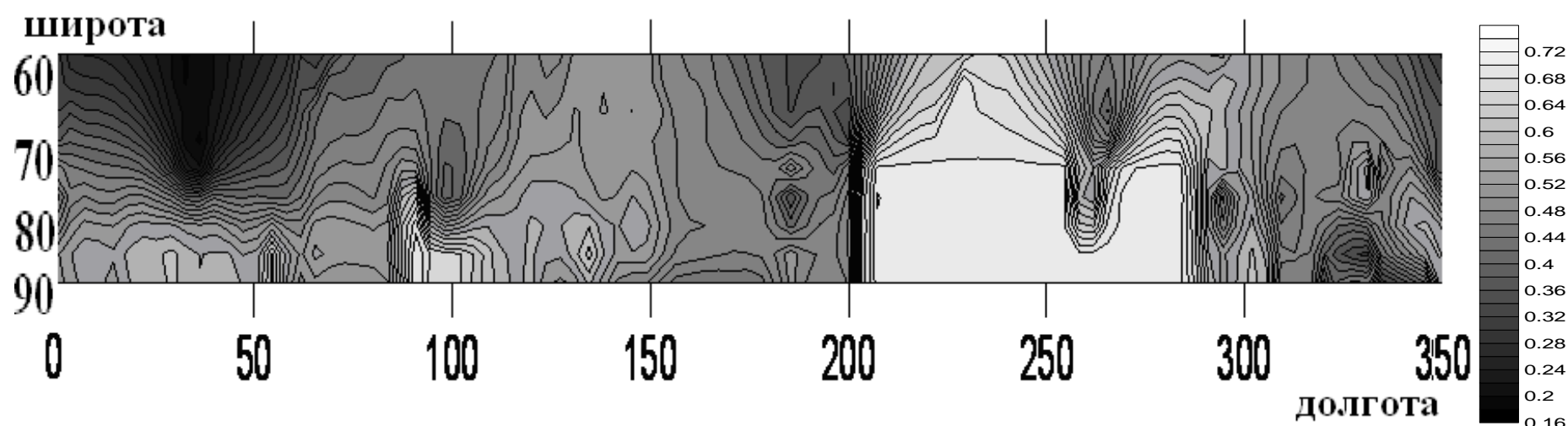


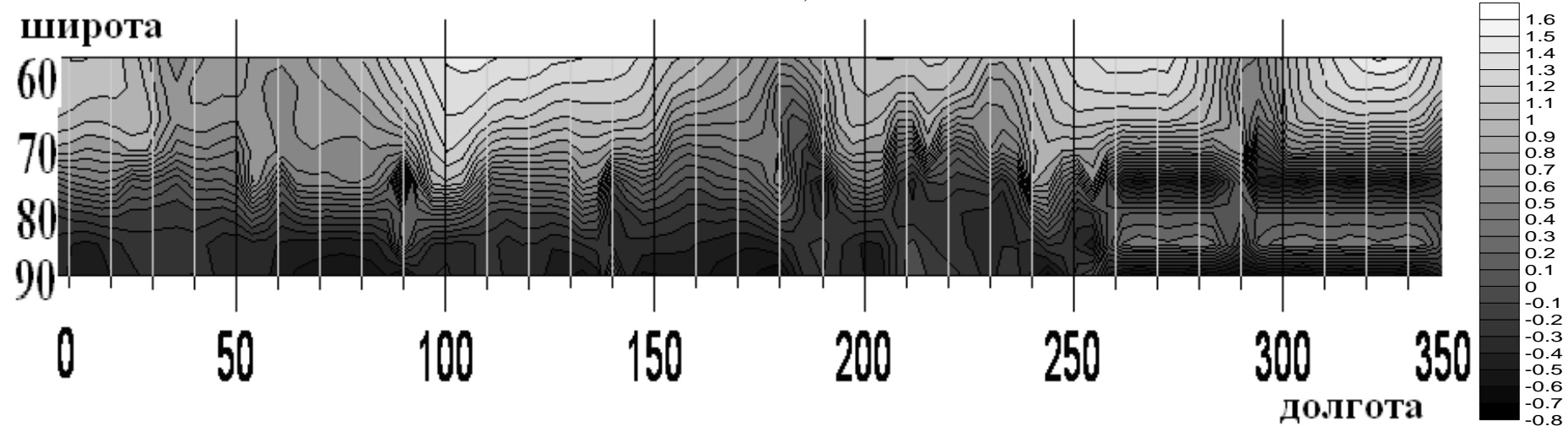
Рис. 4 – Временной ряд первой главной компоненты среднегодовых значений индекса Гольфстрим.

Диаметрально отличается график второй главной компоненты, которая описывает растущее влияние некоторого явления, на изменения ледяного покрова Арктика. Как известно, глобальное потепление влияет также и на повышение температуры поверхности океана, что непосредственно способствует резкому снижению ледяного покрова, а также изменения океанической циркуляции неразрывно связаны с изменениями в поле температуры и солёности в океане. Именно поэтому, в качестве характеристики изменения температуры поверхности океана, выбран индекс Гольфстрим, который показывает аномалии в положении северной границы теплого течения Гольфстрим у побережья Северной Америки. Хорошо просматривается соответствие графиков временного ряда второй главной компоненты среднегодовых значений ледовитости Арктического бассейна и временного ряда первой главной компоненты среднегодовых значений индекса Гольфстрим.

Поля первых двух собственных векторов построены с помощью программы Surfer и представлены на рис. 5 (а, б), рядом представлены шкалы соответствия определенного цвета значению первых двух собственных векторов.



а)



б)

Рис. 5 – Поле первого собственного вектора (а) и поле второго собственного вектора (б), представленные в прямоугольной проекции.

Поле первого собственного вектора, представленное на рисунке 5(a), характеризуется одним главным максимумом значений, находящимся практически в центре Арктического бассейна со смещением в сторону Американской Арктики в районе глубоководной части бассейна (от 200° до 280° в прямоугольной проекции и от 100° до 160° з.д.) (рис. 6 - а).

Данный максимум хорошо интерпретируется максимальным количеством морского льда в данном районе и отлично иллюстрируется спутниковыми снимками, представляющими Северный полюс, полученными прибором AMSRE-E со спутника Аква космической станции NASA. Изменения в распространении морского льда, характерные для 1979-1981гг., а также для 16 сентября 2007г. представлены на (рис.6-б) [5].

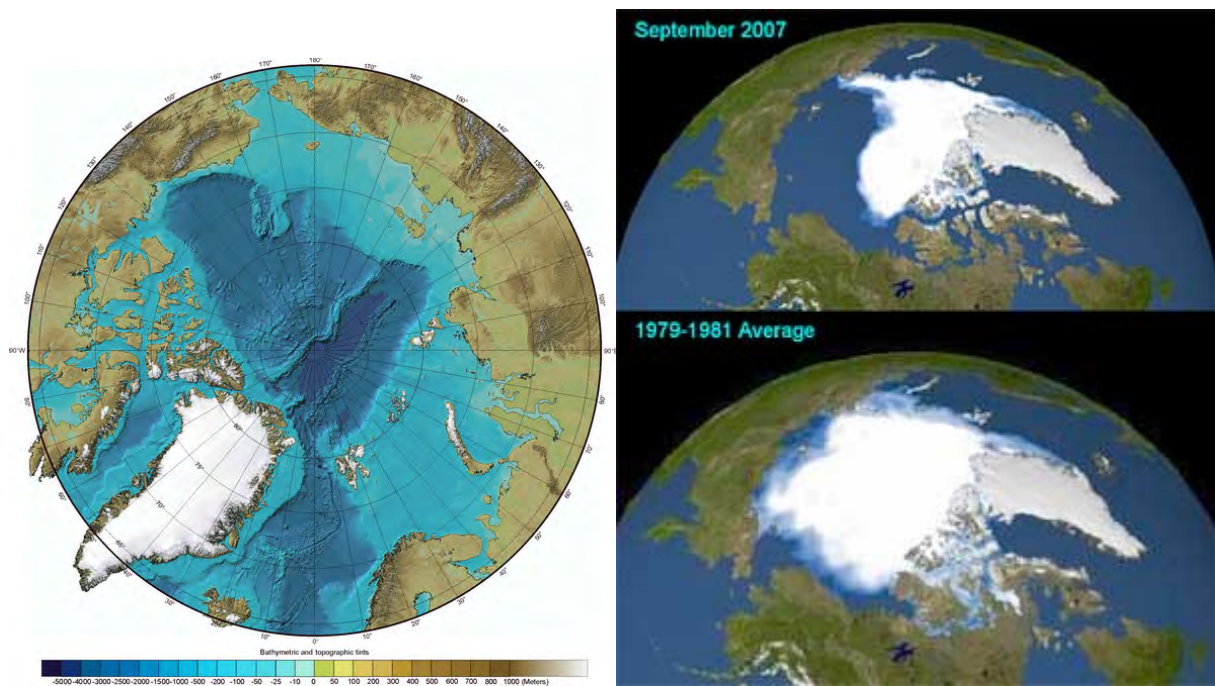


Рис. 6 – Северный ледовитый океан (а) и его вид из космоса, полученные прибором AMSRE-E со спутника Аква космической станции NASA. Изменения 1979/1981 по 2007 год (16 сентября 2007г.) (б) [5].

Это поле также отчетливо отображает циркуляцию океана и перенос тепла в Арктическом бассейне. Известно, что основная струя течения движется с небольшой скоростью (несколько сантиметров в секунду) через Северный полюс. Теплое течение, поступающее из Атлантического океана, является наиболее существенным источником тепла. Основная часть атлантических вод проходит через Фареро-Шетландский пролив, оставшаяся незначительная доля атлантических вод проходит между Исландией и Фарерскими островами, этот поток в виде течения Ирмингер огибает Исландию с запада.

На рис. 5 (а) хорошо прослеживается этот поток теплого течения – черный цвет (от 85° до 60° с.ш. и от 0° до 60° в.д.). Второй, более слабый приход вод осуществляется через Берингов пролив, наблюдается от 180° до 200° в прямоугольной проекции.

Более сложной структурой характеризуется поле второго собственного вектора (рис. 5 (б)). Здесь наблюдается две области противоположных знаков, одна (черный цвет) – характеризует холодный центр арктического бассейна, другая (белый цвет) – приход теплых воздушных масс из южных широт.

Считается, что по сравнению со средними величинами теплообмена за счет радиации роль океанической адвекции в Арктическом бассейне мала. Общеизвестно о влиянии теплых океанических течений на ледовитость Арктического бассейна, однако, остается открытым вопрос о распространении этого влияния. В качестве показателя теплого океанического течения воспользуемся индексом Гольфстрим.

Далее используются данные, которые, согласно Международной номенклатуре морских льдов (ВМО) называются сплоченностью морского льда (Concentration) – это отношение, выраженное в десятых долях и описывающее общую площадь морской поверхности, покрытую льдом как часть всей рассматриваемой площади. Суммарная сплоченность включает все существующие стадии развития, частично может относиться к объему частной стадии или частной формы льда и представляет только часть суммарной сплоченности.

Были рассчитаны коэффициенты корреляции сплоченности морского льда и индекса Гольфстрим в каждом узле 5 градусной сетки. В результате анализа выявлена обратная корреляционная зависимость. Для построения поля коэффициентов корреляции между среднегодовыми значениями сплоченности морского льда и индексом Гольфстрим использовалась 5 градусная сетка. Анализ полученных результатов представлен в прямоугольной проекции с помощью программы Surfer (рис. 7).

Как видим, в прямоугольной проекции ярко прослеживаются высокие коэффициенты корреляции в районе прихода теплых вод Северной Атлантики, далее через весь район Северного полюса, и далее до 180⁰ долготы.

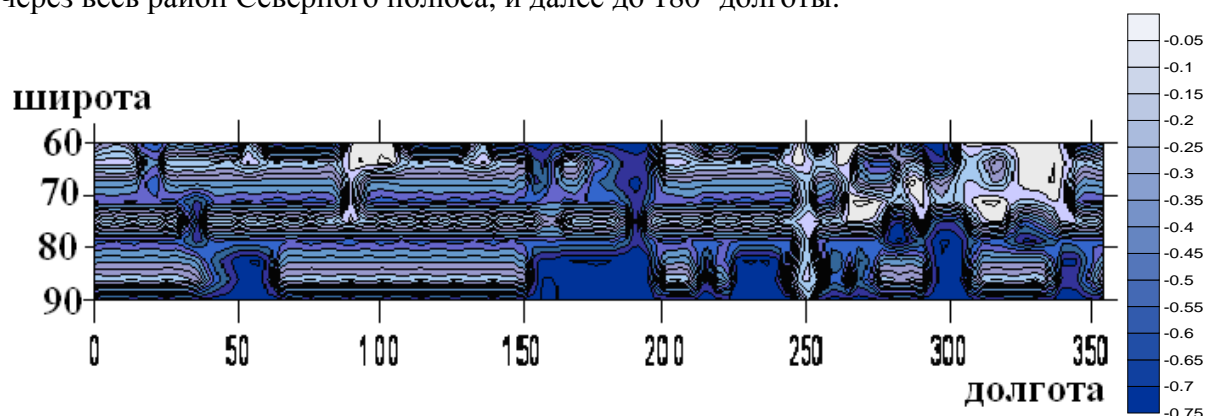


Рис. 7 – Поле коэффициентов корреляции сплоченности морского льда и индексом Гольфстрим (5 градусная сетка).

Как известно, аномалия широты северной границы течения Гольфстрим определяется на основе данных ТПО (температуры поверхности океана) в шести долготных точках (79°, 75°, 72°, 70°, 67°, 65°з.д.) у побережья Северной Америки с помощью специальной методики анализа.

Однако наш анализ поля коэффициентов корреляции показал, что влияние исследуемого теплого течения простирается практически на весь Северный Ледовитый океан, максимальные коэффициенты корреляции регистрируются в основной струе течения, которое движется с небольшой скоростью через Северный полюс.

Выводы. Анализ результатов, полученных в данной работе, позволил сделать следующие выводы:

- Анализ временных рядов первой и второй главных компонент среднегодовых значений ледовитости Арктического бассейна показал тренд снижения для первой и тренд роста для второй компоненты.

- Первая главная компонента описывает косвенную зависимость катастрофического снижения ледовитости Арктического бассейна от процесса увеличения глобальной средней температуры воздуха у поверхности земли и, соответственно, и прямую – от увеличения температуры поверхности океана (выявлено влияние втекающих в Арктический бассейн вод на динамику морского льда).
- Рисунок поля второй главной компоненты отражает влияние более теплых воздушных масс, приходящих в данный район из низких широт.
- Определена взаимосвязь с системой Гольфстрим, выявлена обратная корреляционная зависимость.
- Влияние системы Гольфстрим простирается на весь Северный Ледовитый океан, максимальные коэффициенты корреляции регистрируются в основной струе течения, которое движется через Северный полюс.

Список литературы.

1. Т.Е. Данова, Е.В. Галат Climatology of sea ice of the Northern hemisphere // Тези Міжнародної наукової конференції "Міжнародний полярний рік в Україні: підсумки та перспективи." – Харків. – 2009. – С.60.
2. Данова Т.Е., Галат Е.В. Динамика концентрации морского льда северного полушария за период 1870-2007гг. // Український гідрометеорологічний журнал.– 2009. – Вип. 5. – С.243-249.
3. Ковалев П.С., Галат Е.В. Статистические характеристики современных данных концентрации морского льда Арктического бассейна за период лет 1953-2007 гг. // Тези доповідей конференції молодих вчених ОДЕКУ. – 2009. – С.75.
4. Домніч В.Н., Галат Е.В. Статистические характеристики исторических данных концентрации морского льда Арктического бассейна за период лет 1870-1952гг. // Тези доповідей конференції молодих вчених ОДЕКУ. – 2009. – С.79.
5. Отчет «Панарктической ледовой дрейфующей экспедиции» (ПАЛЭКС, www.paicex.ru)

Залежність згуртованості морського льоду Арктичного басейну від індексу Гольфстрім. Т.Є. Данова, Є.В. Галат

До полів загальної згуртованості морського льоду Арктики застосований метод компонентного аналізу, показано, що величини перших двох власних значень вичерпують більше 80% сумарної дисперсії поля. Поле першої головної компоненти виявив вплив вод, які впадають в Арктичний басейн на динаміку морського льоду. Поле другої головної компоненти, відображає вплив більш теплих повітряних мас, що приходять в даний район з низьких широт. Виявлений вплив течії Гольфстрім на весь Північний Льодовитий океан.

Ключові слова: концентрація морського льоду, індекс Гольфстрім, кореляційний зв'язок.

Interconnection of sea ice concentration of north hemisphere with index Gulf-stream.

T.E. Danova, E.V. Galat.

A method of component analysis is applied to the fields of sea ice of arctic of general concentration, it is shown that the sizes of first two own values amount more than 80% of total dispersion of field. Field of first main components was exposed of influent in the Arctic pool of waters on the dynamics of sea ice. Field of second main components, reflects influencing the more warm air masses, coming in the given area from the low latitudes. Influencing a flow is exposed Gulf-stream on all Arctic Ocean.

Keywords: concentration of sea ice, index Gulf-stream, correlation communication.