

## ЗМІСТ

Посвящение памяти В.А. Шнайдмана и А.Г. Тарнопольского.....	5
Шнайдман Вольф Абрамович. 19 января 1934 – 20 мая 2012 г.....	6
Тарнопольский Анатолий Григорьевич. 23 августа 1934–15 апреля 2012 г.....	8

### Розділ 1. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ

<u>Шнайдман В.А.</u> , Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Численный прогноз трехмерного распределения метеорологических и турбулентных переменных.....	10
<i>Glushkov A.V.</i> Renorm-group and fractal approach to turbulence spectrum in planetary atmosphere system, “cosmic plasma – galactic cosmic rays”.....	25
<i>Alexander Baklanov and MEGAPOLI team.</i> Integrated multi-scale models of interacting urban meteorology/climate and air quality: Outcomes from MEGAPOLI	31
<i>Сомова С.М., Попова В.Н.</i> Анализ режима нижней облачности над Баренцевым морем.....	39
<i>Русин И.Н., Ситдикова Ю.Р.</i> Оценка влияния изменчивости рельефа на тепловой баланс горного склона.....	46
<u>Маринин И.Л.</u> , Драничер О.Р. Некоторые оценки характеристик острова тепла г.Одесса.....	54
<i>Немировская Л.Г.</i> Некоторые аспекты изучения особенностей, изменчивости и экстремальности климата в региональном аспекте (на примере исследования определенных характеристик увлажнения для региона Урала).....	62
<i>Тимофеев В.Е.</i> К проблеме моделирования струйных течений нижних уровней.....	77
<i>Alexander Baklanov, Alexander Mahura, Jens Havskov Sørensen, Olga Rigina, Ronny Bergman, Vladislav Golikov, Sven Nielsen, Boris Segerståhl, Morten Sickel.</i> Airborne risk, regional vulnerability and possible accidental consequences from nuclear sites in the European Arctic and Sub-Arctic	87
<i>Аришинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Савкин Д.Е., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В.</i> Мезомасштабная изменчивость концентрации озона в приземном слое воздуха в Томском регионе (2010-2012 гг.).....	95
<i>Осипова О.П.</i> Влияние макроциркуляционных процессов на перенос морского аэрозоля во внутренние районы восточной Антарктиды.....	106
<i>Серга Э.Н.</i> Универсальный итерационный метод кластеризации данных.....	112
<i>Школьний Є.П., Галич Є.А., Суцzenко А.І.</i> Особливості телеконекцій приземної температури між тропічними й високими широтами в західному секторі Південної півкулі.....	124
<i>Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.</i> Осінні низькі струмені над Північно-Західним Причорномор'ям.....	131

<i>Шевченко О.Г.</i> Дослідження хвиль тепла літнього сезону, що спостерігалися в Києві за період 1911-2010 рр.....	142
<i>Агайар Э.В.</i> Оценка статистических характеристик ветрового режима в районе станций Южный-порт и Ильичевск-порт.....	150

## **Розділ 2. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ**

<i>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Дронова О.О., Боровська Г.О.</i> Основні тенденції зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці в українській частині суббасейну дельти Дунаю.....	157
<i>Польовий А.М., Божко Л.Ю., Барсукова О.А., Дронова О.О.</i> Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю в українській частині суббасейну дельти Дунаю в умовах зміни клімату.....	173
<i>Ляшенко Г.В.</i> Методологічні засади різномасштабного агрокліматичного районування територій.....	184

## **Розділ 3. ОКЕАНОЛОГІЯ ТА МОРСЬКЕ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯ**

<i>Михайлова Э.Н., Полонский А.Б., Шокурова И.Г.</i> О связи интенсивности циркуляции в Черном море с завихренностью поля ветра.....	193
--	-----

## **ОСНОВНІ РОБОТИ ТА УЧНІ В.А. ШНАЙДМАНА І А.Г. ТАРНОПОЛЬСЬКОГО**

<u>Вольф Абрамович Шнайдман.</u> Научная деятельность.....	204
Аспіранти, які захистили дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук під науковим керівництвом Шнайдмана Вольфа Абрамовича.....	217
Список наукових та навчально-методичних праць Шнайдмана Вольфа Абрамовича.....	219
Аспіранти, які захистили дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук під науковим керівництвом Тарнопольського Анатолія Григоровича.....	236
Список наукових та навчально-методичних праць Тарнопольського Анатолія Григоровича.....	237

## **ПОСВЯЩЕНИЕ ПАМЯТИ В.А. ШНАЙДМАНА И А.Г. ТАРНОПОЛЬСКОГО**

*«Не говори с тоской: их нет,  
Но с благодарностью: были»*

*В.А. Жуковский*

Любой университет или институт развивается и поддерживается усилиями всех людей, которые работают в нем. Однако в истории практически всех институтов и университетов встречаются выдающиеся, нерядовые ученые, без которых невозможно было бы становление ВУЗа, развитие его в ведущий научно-исследовательский центр подготовки высококвалифицированных специалистов. Являясь лидерами научных коллективов, такие ученые во многом определяют курс научных исследований в данном ВУЗе, а также направления дальнейшего развития в области преподавания специальных и общеобразовательных дисциплин.

Одними из таких ученых в истории Одесского гидрометеорологического института, нынешнего Одесского государственного экологического университета, были **доктор географических наук, профессор, Вольф Абрамович Шнайдман** и **доктор географических наук, профессор, Анатолий Григорьевич Тарнопольский**.

В научных кругах их совместную научную деятельность давно окрестили как тандем Шнайдман-Тарнопольский. Хотя каждый прошел собственный путь.

Но общее – это работа по направлению и возвращение в Одессу.

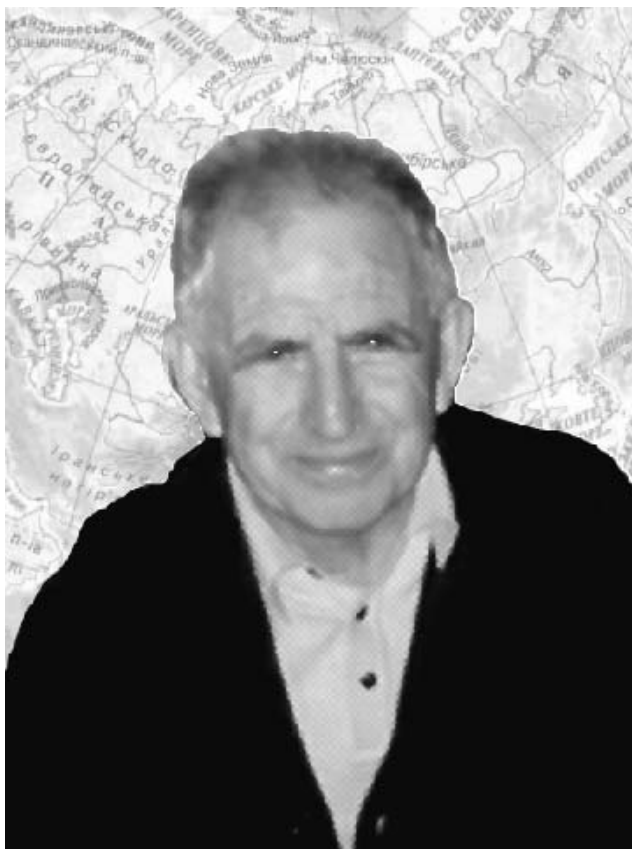
Вольф Абрамович отдал 40 лет своей жизни работе в Одесском гидрометеорологическом институте, становлению новых направлений в научных исследованиях и учебном процессе. После отъезда в США в 1999 г. работал в университете шт. Нью-Джерси профессором бесплатно, продолжая прерванные отъездом исследования, совершенствуя теорию пограничного слоя атмосферы.

Анатолий Григорьевич продолжил производственную деятельность в Одесской гидрометеорологической обсерватории, а затем в Одесском отделении Государственного океанографического института. И только в конце 90-х начал успешную педагогическую деятельность на кафедре геофизической гидродинамики и теории климата, созданной Вольфом Абрамовичем, и возглавил ее после его отъезда.

Мы, ученики и коллеги всегда будем благодарны Вольфу Абрамовичу и Анатолию Григорьевичу за то, что **ОНИ БЫЛИ**, за то, что **ОНИ ТВОРИЛИ ВО БЛАГО** науки и Одесского гидромета.

## **ШНАЙДМАН ВОЛЬФ АБРАМОВИЧ**

**19 января 1934 – 20 мая 2012 г.**



На нашу кафедру опять пришла печальная весть. Умер, вдали от нас, наш бывший заведующий, Вольф Абрамович Шнайдман.

Мы, сотрудники кафедры, были его учениками или коллегами.

Как ученики, мы всегда будем помнить его необыкновенный стиль преподавания, очень своеобразный, простой, заинтересованный, с глубоким пониманием того, о чем он говорил. Можно вспомнить, что Вольф Абрамович был учеником Давида Львовича Лайхтмана, ведущего ученого в проблемах моделирования турбулентности не только в СССР, но и мира. Его ученики - каждый был изумрудом – незаурядной личностью, Человеком, прекрасным эрудитом, Профессионалом, каких еще нужно поискать ...

И Вольф Абрамович был таким изумрудом, ярким, запоминающимся своей жаждой творчества, постоянных находок, удивительным обаянием, увлекающийся сам и влекущих уже своих учеников в поиск новых истин, с которым была не страшна математика и численные методы прогноза погоды. Главное – понять, что от чего происходит, добиться результата, которого никто еще не видел, проявить что-то уникальное в себе и знаниях о процессах в окружающей среде. Сколько учеников он воспитал, дал

путевку в творческую жизнь, помог постичь себя и постигать истину. В скольких всесоюзных и международных конференциях он принимал участие, сколько научных статей подготовил... А учебники, лекции... Фактически он был представителем от Одессы, Украины и Союза на многих важных творческих форумах по вопросам математического моделирования атмосферных процессов, причем одного из самых сложных - турбулентности в атмосфере. Вольф Абрамович был одним из лучших учеников своего Учителя и сам стал Учителем для нас.

Как коллеги, мы ценили его чуткое и бережное отношение к нам, благодарны ему за все доброе, что он сделал каждому из нас. Мы были его помощниками в его преобразованиях кафедры, его устремлений превратить ее в форпост современных научных и учебных веяний и требований, отвечающих современному уровню развития вычислительной геофизической гидродинамики и теории климата. Мы всегда были на его стороне в вопросах уважительного отношения к студенту, желания помочь каждому, кто стремится узнать больше, научиться управлять собой и погодой. Не унывать, быть оптимистом, относиться ко всяким неурядицам и сложностям с юмором, не терять его никогда.

К сожалению, и наши родные, и наши учителя уходят от нас. И мы остаемся одни. И теперь на нас лежит вся ответственность за будущее наших детей и учеников.

Мы всегда будем помнить нашего Учителя и старшего товарища Вольфа Абрамовича Шнайдмана.

*Сотрудники кафедры физики атмосферы и климатологии*

## ***ТАРНОПОЛЬСКИЙ АНАТОЛИЙ ГРИГОРЬЕВИЧ***

**23 августа 1934 – 15 апреля 2012 г.**



В апреле мы узнали трагическую весть: умер бывший заведующий кафедрой геофизической гидродинамики и теории климата с 1999 по 2003гг.

Да, он умер вдали от своей и нашей Родины...

Пережил многие катаклизмы. Война. Эвакуация. Смерть близких людей. Возвращение домой. Учеба в нашем Гидромете. Молодой специалист в Уральской метеослужбе, синоптик-практик, стремящийся понять атмосферные процессы и пытающийся что-то улучшить в их прогнозировании. Переезд в Одессу после трехлетнего пребывания на работе по распределению, работа в Одесской гидрометеорологической обсерватории. Уважаемый и знающий специалист, авторитетный член коллектива обсерватории.

Научные устремления завершаются учебой в аспирантуре ГМЦ СССР. Защита кандидатской диссертации и опять возвращение в Одессу.

Работа в только что созданном Одесском отделении Государственного океанографического института. Переход от чисто прогностических задач к осмысливанию и планированию научно-исследовательских рейсов судов погоды. Обработка уникальных комплексных данных физического состояния атмосферы и океана. И одновременно работа, научное сотрудничество с кафедрой теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов погоды.

Как-то незаметно Анатолий Григорьевич становится незаменимым внештатным сотрудником этой кафедры, другом и научным соратником Вольфа Абрамовича Шнайдемана. Он строит модели и программирует их реализацию на ЭВМ. Оставаясь вроде бы в тени, но растет авторитет тандема Шнайдемана-Тарнопольский. Сколько совместных публикаций они готовят, выступают на самых разных международных, всесоюзных и республиканских конференциях и симпозиумах. Они представляют Украину, их научные исследования пользуются уважением во многих научных центрах, к их авторитетному мнению прислушиваются и считаются.

Анатолий Григорьевич является автором более 100 научных трудов. Осмысливание всего багажа научных знаний и обобщение многогранного опыта научных исследований стали результатом написания монографии «Математическое моделирование геофизического пограничного слоя». Вчитываясь в содержание этой монографии, можно смело утверждать, что она служит путеводителем по лабиринтам его научных изысканий. Разносторонние по тематике исследования, реализация интересных численных моделей по объяснению сложных атмосферных и морских процессов, высокий теоретический уровень исследований, обоснованность результатов. Присущий только ему почерк исследования можно видеть в каждой его разработке.

Защита докторской диссертации и переход в Одесский государственный экологический университет. Работа на кафедре геофизической гидродинамики и теории климата, активное участие в ее становлении. Заведование им кафедрой вообще уникальный творческий и повседневный труд, который можно осмыслить и признать незаменимым, даже уникальным. Только теперь – по прошествии стольких лет его отсутствия...

Все сотрудники кафедры признают, что Анатолий Григорьевич Тарнопольский был на СВОЕМ месте. Без него не решался ни один вопрос. Но все происходило в спокойной и доброжелательной обстановке. И шла работа, текущая, повседневная, совсем не суетливая и не героическая. Шла работа на кафедре, с пониманием ее целей. Вниманием к сотрудникам кафедры, вниканием в их проблемы и его помощью. Были сложные моменты, но разрешались они спокойно на пользу Дела и на пользу Кафедры.

Нам очень жаль, что произошел его отъезд в далекую Америку. Нам очень жаль, что так случилось, что мы остались без Своего заведующего кафедры. Нам очень больно сознавать, что его больше никогда не будет с нами. Что мы никогда не увидим его, и не сможем побывать на его могиле.

У нас осталась и остается, пока мы живы, память о нем, как о прекрасном человеке, знающем специалисте и заботливом руководителе.

Анатолий Григорьевич, мы будем помнить о Вас всегда, пока живы...

УДК 504.35

**В.А. Шнайдман**<sup>1</sup>, д.геогр.н., проф., **Л.В. Беркович**<sup>2</sup>, д.геогр.н., проф.,  
**Ю.В. Ткачева**<sup>2</sup>, к.геогр.н

*Рутгерский университет, США*

*Гидрометцентр России*

## ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ТРЕХМЕРНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПЕРЕМЕННЫХ

*Это исследование позволяет улучшить краткосрочный численный прогноз метеорологических и турбулентных переменных, используя уравнения гидродинамики и схему замыкания двух уравнений турбулентности, включающую уравнения ТКЕ и диссипации.*

*Основные уравнения написаны в рамках К-теории турбулентности для нестационарной стратифицированной, бароклинной, гидростатической атмосферы в изобарической и z-системах координат. Конечно-разностные уравнения решаются с помощью метода последовательных приближений. Это позволяет применить неявное интегрирование по времени, которое обеспечивает вычислительную устойчивость и положительные значения ТКЕ и диссипации.*

*Прогноз на 2 суток метеорологических и турбулентных переменных был рассчитан по Северному полушарию. Пространственное распределение метеорологических и турбулентных переменных анализировалось для области 0-45E, 40-65N.*

*Анализ показал сильную турбулентность в полдень при неустойчивой стратификации и отсутствие турбулентности ночью при устойчивой.*

*Переменные атмосферного пограничного слоя рассчитываются в 3-километровом слое с вертикальным шагом 50 м в точках модельной сетки для холмистых и гористых районов. Прогностические результаты показывают количественные соотношения между температурной стратификацией, сдвигом ветра и турбулентными параметрами. Сравнение метеорологических условий в районах турбулентности показывает, что в дневные часы сильная турбулентность развивается при одинаковых метеорологических условиях в обоих районах, но в ночное время в холмистых районах турбулентность исчезает при сильной устойчивой стратификации быстрее, чем в горной местности. Результаты анализа прогностической структуры турбулентности показали, что во второй половине дня и ранним утром (переходный период) наблюдаются отдельные остаточные слои, где турбулентность все еще активна, развиваясь выше устойчиво стратифицированной нижней части пограничного слоя. Количественные параметры турбулентности и метеорологические условия отдельных остаточных слоев представлены.*

**Ключевые слова:** краткосрочное прогнозирование, гидродинамические уравнения, турбулентное замыкание, неявное интегрирование, последовательные приближения

**Введение.** Параметризации атмосферного пограничного слоя (АПС) реализованные в крупномасштабных атмосферных численных моделях делятся на схемы замыкания первого или полуторного порядка. Схемы замыкания первого порядка используют данные вертикального профиля коэффициента турбулентности (К), который является функцией локальных сдвигов ветра и потенциальной температуры [18]. К-профиль модели АПС улучшен на основе данных крупномасштабного моделирования Нохом (Noh et al. 2003).

Замыкание 1,5 порядка разработано Мейлором и Ямадой [19], а его усовершенствования представлены в работах Коттона и др. [6], Янича [13], Михалакеса и др. [20], Наканиши [22], и Цзяна и др. [14]. Это замыкание АПС с одним уравнением работает с уравнением переноса турбулентной кинетической энергии (ТКЕ) и масштабом длины турбулентных вихрей. Интегральная формула Блэкадара-Дирдорфа [8] пользуется популярностью в этих исследованиях. Усовершенствования расчета масштаба длины были разработаны Гельфандом и Лабрадой [9], Абделлой и Макфалане [1], Скамароком и др. [29], Ченгом и др. [5].



Для прогноза погоды показано, что качество среднесрочного прогнозирования осадков, интенсивности ураганов, суточных циклов зависит от вертикального турбулентного перемешивания [3,10,11,16,30].

Методы замыкания первого порядка и полуторного порядка оценивались статистически по моделированию крупных вихрей, из чего был сделан вывод, что моделирование структуры пограничного слоя представлено лучше при использовании схемы ТКЕ замыкания [7,32]. Шин и Гонконг [27] сравнивали с базой полей CASES-99 схемы двух К-профилей [25,26] и трех схем замыкания ТКЕ используемых в научных исследованиях погоды и моделях численного прогнозирования [2,14,31]. Эти сравнения подчеркнули преимущества различных подходов замыкания и определения характеристик, что необходимо для рассмотрения будущего развития реализаций АПС. Авторы сделали вывод, что локальные схемы замыкания ТКЕ дают лучшие результаты, по сравнению с К-профилями. Этот вывод подтверждается результатами моделирования крупных вихрей. Но локальные схемы замыкания ТКЕ должны быть улучшены, так как расхождения между расчетными и наблюдаемыми метеорологическими параметрами остаются достаточно большими.

Наиболее значительное улучшение моделирования АПС было сделано с применением двух уравнений замыкания, которые включают в себя уравнение переноса скорости диссипации в дополнение к уравнению ТКЕ [4,15,28]. Два уравнения схемы замыкания стали популярны для практических целей в качестве альтернативы применению метода Мейлора-Ямада. Это, несомненно, переход на более высокий уровень турбулентного замыкания, и он соответствует лучшему и более подробному количественному описанию АПС структуры, когда речь идет об оперативном прогнозировании. Но при работе с оперативным схемам прогнозирования многие авторы ограничиваются замыканием на основе уравнения только ТКЕ.

Это исследование улучшает краткосрочное численное прогнозирование метеорологических и турбулентных переменных с помощью уравнений гидродинамики, схемы замыкания ТКЕ и диссипации и реальной топографии без сглаживания. Это устраняет недостатки одно-и с полуторного замыкания связанные с формулами масштаба длины.

Обзор основных уравнений, начальные и граничные условия для прогноза метеорологических переменных дается в разделе 1. Схема замыкания турбулентности рассматривается в разделе 2, результаты прогнозов на 2 суток метеорологических переменных и параметров турбулентности описаны в разделе 3.

## 1. Прогноз метеорологических переменных

### 1.1 Основные уравнения

Гидродинамические уравнения были написаны в рамках К-теории турбулентности для нестационарной, стратифицированной, бароклинной, гидростатической атмосферы в изобарической системе координат  $(x, y, p)$  определяемой как декартовы координаты. Соответствующая форма обновлена в следующих основных уравнений:

Уравнения Рейнольдса

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -A(u) - fv_g + c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial u}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_T) + \\ \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_S) - c \frac{\partial}{\partial p} K_L (D_T) \frac{\partial H}{\partial x} + D_S \frac{\partial H}{\partial y} &\equiv F_1, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + fu = -A(v) + fu_g + c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial v}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_s) - \\ \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_T) - c \frac{\partial}{\partial p} K_L \left( D_s \frac{\partial H}{\partial x} - D_T \frac{\partial H}{\partial y} \right) \equiv F_2, \end{aligned} \quad (2)$$

Уравнения притока тепла и влаги

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = -A(\theta) + \frac{RT}{c_p p} \omega + \alpha_T c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \\ c \frac{\partial}{\partial p} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + c^2 \frac{\partial \theta}{\partial p} \left( \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) + \frac{L}{C_p} m_w \equiv F_3, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} = -A(q) + \alpha_q c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial q}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_L \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_L \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \\ c \frac{\partial}{\partial p} K_L \left( \frac{\partial q}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + c^2 \frac{\partial q}{\partial p} \left( \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) - m_w \equiv F_4, \end{aligned} \quad (4)$$

Уравнение неразрывности

$$\left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) - c \left( \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right) = 0, \quad (5)$$

Уравнение Пуассона

$$\theta = T(p/1000)^{-R/C_p}, \quad (6)$$

Уравнение статики

$$T = -\frac{pg}{R} \frac{\partial H_p}{\partial p}, \quad (7)$$

Сочетание уравнения притока тепла и гидростатического уравнения позволяет получить прогностическое уравнение для геопотенциала. Вертикальная скорость на изобарических поверхностях рассчитывается интегрированием уравнения неразрывности по вертикали от верхней границы до нижней, где скорость равна нулю.

В уравнениях используются обозначения:

$$\begin{aligned} A(F) = \left( u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial F}{\partial p} - c \left( u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \\ \omega = \frac{dp}{dt}, \quad c = -\frac{gp}{RT}, \quad F = u, v, \quad u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial H_p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial H_p}{\partial x} \\ D_t = \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - c \left( \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} - c \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right), \quad D_s = \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) - c \left( \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь

$t$  - время,

$u, v$  - составляющие скорости ветра,

$\omega$  - вертикальная скорость,

$H_p$  - высота изобарической поверхности,

$\rho, T, \theta, q$  - плотность, давление, температура, потенциальная температура, удельная влажность,

$K, K_L$  - коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена,

$D_T, D_S$  - составляющие деформации,

$m_w$  - конденсация водяного пара в единице массы воздуха.

## 1.2 Граничные условия

Боковые граничные условия для  $u, v$  рассчитываются с использованием нулевых значений для горизонтальных турбулентных потоков импульса и постоянные начальные значения  $T, q$  в течение срока прогноза. Нижнее граничное условие по вертикали использует приземные вертикальные турбулентные потоки импульса, взятые из схемы замыкания. Прогностические уравнения для  $T, q$  записываются для 2м. Турбулентные потоки импульса, тепла и влаги и вертикальная скорость равны нулю на верхней границе.

## 1.3 Алгоритм решения

Алгоритм решения основных уравнений реализован в стереографической проекции. Так члены уравнения с производными по пространству первого и второго порядка умножаются на масштабный множитель. Составляющие ветра пересчитываются в зональные и меридиональные составляющие направленные на восток и север.

В конечно-разностных уравнениях применяются односторонние разностные схемы для интегрирования во времени (первого порядка точности) и центральные разности для адвективных членов (второго порядка точности) и центральные разности по пространству для турбулентных членов (второй порядка точности).

Уравнения решаются методом последовательных приближений. Это позволило применить неявный метод интегрирования по времени, что обеспечивает устойчивость численного решения.

$$u_{m+1}^{n+1} - f\delta t \cdot v_{m+1}^{n+1} = u_0 + F_{1,m}^{n+1} \delta t \equiv M_1, \quad v_{m+1}^{n+1} + f\delta t \cdot u_{m+1}^{n+1} = v_0 + F_{2,m}^{n+1} \delta t \equiv M_2, \quad (10)$$

$$u_{m+1}^{n+1} = \frac{(M_1 + M_2 f \delta t)}{1 + (f \delta t)^2}, \quad v_{m+1}^{n+1} = \frac{(M_2 - M_1 f \delta t)}{1 + (f \delta t)^2}, \quad (11)$$

$$T_{m+1}^{n+1} = T_0 + F_{3,m}^{n+1} \delta t, \quad (12)$$

$$q_{m+1}^{n+1} = q_0 + F_{4,m}^{n+1} \delta t, \quad (13)$$

$n, m$  – шаг по времени и номер итерации.

Прогностические составляющие ветра, потенциальная температура интерполируются с изобарических поверхностей на уровни АПС и переносятся в прогноз турбулентных переменных.

## 2. Прогноз турбулентных переменных

Алгоритм численных вычислений использует такую же горизонтальную систему координат, как и для уравнений гидродинамики. Вертикальная координата  $p$  заменяется на координату  $z = Z - H(x,y)$ , где  $Z$  - высота над уровнем моря и  $H(x, y)$  – высота орографии.

### 2.1 Основные уравнения замыкания

Основные уравнения прогноза турбулентных переменных включают основные физические механизмы формирования трехмерного распределения ТКЕ, скорости диссипации и вертикальных и горизонтальных коэффициентов турбулентности. Они включают в себя адвекцию ( $A_E, A_\varepsilon$ ), продукцию ( $P_E, P_\varepsilon$ ), плавучесть ( $B_E, B_\varepsilon$ ), диффузию ( $D_E$ ) и трансформацию ( $Tr_E$ ) ТКЕ в тепловую энергию.

Уравнение турбулентной кинетической энергии

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -A_E + P_E - D_E - B_E - Tr_E, \quad (14)$$

$$P_E = K \cdot \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2),$$

$$B_E = \alpha_T \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad D_E = -\alpha_E \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial E}{\partial z} \right),$$

$$Tr_E = \alpha_\varepsilon \frac{E^2}{K}.$$

Уравнение скорости диссипации

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -A_\varepsilon + P_\varepsilon - B_\varepsilon - D_\varepsilon - Tr_\varepsilon, \quad (15)$$

$$P_\varepsilon = a_1 \frac{\varepsilon}{E} K \cdot \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + a_1 \frac{\varepsilon}{E} K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2)$$

$$B_\varepsilon = a_4 \frac{\varepsilon}{E} \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad D_\varepsilon = -a_2 \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right), \quad Tr_\varepsilon = a_3 \cdot \frac{\varepsilon^2}{E}$$

$$K = \alpha_\varepsilon E^2 / \varepsilon ,$$

$$K_L = \alpha_L \{(\delta x)^2 + (\delta y)^2\} \cdot (D_T^2 + D_S^2)^{1/2} , \quad (16)$$

$$A_F = u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\partial F}{\partial z} \left( u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) , \quad F = E, \varepsilon , \quad w = \frac{\omega}{c} ,$$

где  $E, \varepsilon, K, K_L$  – энергия турбулентности, диссипация, вертикальный и горизонтальный коэффициенты турбулентности,  $w$  – вертикальная скорость в  $z$ -координатах,  $\alpha$  и  $a$  с индексами – константы,  $\delta x, \delta y$  – горизонтальные шаги.

## 2.2 Граничные условия

Условие прилипания ставится для составляющих ветра на уровне шероховатости

$$z = z_0 , \quad u = v = w = 0 .$$

Вертикальное граничное условие для параметров турбулентности на уровне шероховатости было получено из равновесия продукции  $P_E$  и диссипации  $\varepsilon$  вместе с постоянным ТКЕ в поверхностном слое.

$$\frac{\partial E}{\partial z} = 0 , \quad \varepsilon = \alpha_\varepsilon^{3/4} \cdot E^{3/2} / (K \cdot z_0) .$$

$K \cdot z_0$  – масштаб длины турбулентных вихрей в слое шероховатости.

Турбулентные потоки ТКЕ и диссипации уменьшаются на верхней границе АПС ( $H_d$ ) до малых значений  $\beta_1, \beta_2$ .

$$z = H_d$$

$$K \cdot \frac{\partial E}{\partial z} = \beta_1 , \quad K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \beta_2 , \quad (17)$$

## 2.3 Алгоритм решения

Конечно-разностные уравнения записываются в такой же форме, как и в гидродинамических уравнениях. Диссипативные члены в этих уравнениях представлены в линейной форме. Метод последовательных приближений позволяет применить неявную схему интегрирования по времени с выполнением условия вычислительной устойчивости.

$$\begin{aligned} & \frac{E_{m+1}^{n+1} - E_0}{\Delta t} + \frac{E_{m+1}^{n+1}}{E_m^{n+1}} (\delta_1 A_E + \delta_2 B_E + \delta_3 D_E) = \\ & = P_E - [(1 - \delta_1) A_E + (1 - \delta_2) B_E + (1 - \delta_3) D_E] - a_\varepsilon \frac{2 E_{m+1}^{n+1} E_m^{n+1} - (E_m^{n+1})^2}{K_m^{n+1}} , \quad (18) \end{aligned}$$

$$E_{m+1}^{n+1} = \frac{\left( E_0 + P_E \Delta t - [1 - \delta_1] A_E + (1 - \delta_2) B_E + (1 - \delta_3) D_E \right) \Delta t + a_\varepsilon \frac{(E_m^{n+1})^2}{K_m^{n+1}} \Delta t}{\left( 1 + \frac{\Delta t}{E_m^{n+1}} (\delta_1 A_E + \delta_2 B_E + \delta_3 D_E) + a_\varepsilon \frac{2E_m^{n+1} \Delta t}{K_m^{n+1}} \right)}, \quad (19)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\varepsilon_{m+1}^{n+1} - \varepsilon_0}{\Delta t} + \frac{\varepsilon_{m+1}^{n+1}}{\varepsilon_m^{n+1}} (\delta_{11} A_\varepsilon + \delta_{22} B_\varepsilon + \delta_{33} D_\varepsilon) = \\ & = P_\varepsilon - [(1 - \delta_{11}) A_\varepsilon + (1 - \delta_{22}) B_\varepsilon + (1 - \delta_{33}) D_\varepsilon] - a_3 \frac{2\varepsilon_{m+1}^{n+1} \varepsilon_m^n - (\varepsilon_m^{n+1})^2}{E_m^{n+1}}, \end{aligned} \quad (20)$$

$$\varepsilon_{m+1}^{n+1} = \frac{\varepsilon_0 + \left\{ P_\varepsilon - [(1 - \delta_{11}) A_\varepsilon + (1 - \delta_{22}) B_\varepsilon + (1 - \delta_{33}) D_\varepsilon] + a_3 \frac{(\varepsilon_m^{n+1})^2}{E_m^{n+1}} \right\} \Delta t}{1 + \left[ \frac{(\delta_{11} A_\varepsilon + \delta_{22} B_\varepsilon + \delta_{33} D_\varepsilon)}{\varepsilon_m^{n+1}} + a_3 \frac{2\varepsilon_m^{n+1}}{E_m^{n+1}} \right] \Delta t}, \quad (21)$$

$$A_E > 0, \delta_2 = 1, A_E < 0, \delta_2 = 0, B_E > 0, \delta_2 = 1, B_E < 0, \delta_2 = 0, D_E > 0, \delta_3 = 1, D_E < 0, \delta_3 = 0, \\ A_\varepsilon > 0, \delta_{11} = 1, A_\varepsilon < 0, \delta_{11} = 0, B_\varepsilon > 0, \delta_{22} = 1, B_\varepsilon < 0, \delta_{22} = 0, D_\varepsilon > 0, \delta_{33} = 1, D_\varepsilon < 0, \delta_{33} = 0,$$

где  $E_{m+1}^{n+1}, E_m^{n+1}, \varepsilon_{m+1}^{n+1}, \varepsilon_m^{n+1}, K_{m+1}^{n+1}, K_m^{n+1}$  – турбулентные переменные на будущей и предыдущей итерациях в момент времени  $t + \Delta t$ . Члены с продукцией, диффузией и плавучестью вычисляются с использованием  $E_m^{n+1}, \varepsilon_m^{n+1}, K_m^{n+1}$ .

Все члены выражений (19,20) положительны. Это позволяет получить положительные значения ТКЕ и диссипации.

Прогностические коэффициенты турбулентности интерполируются из  $z$  в  $p$  координаты и передаются в гидродинамические уравнения.

### 3. Пространственное распределение прогностических метеорологических переменных и параметров турбулентности.

Прогноз был сделан для Северного полушария с использованием шага по горизонтали 75км.. Структура АПМ анализировалась для области  $0^\circ$ - $45^\circ$  в.д.,  $40^\circ$ - $65^\circ$  с.ш. в нижнем 3-километровом слое с шагом по вертикали 50м. Исходная информация была получена из объективного анализа за 0000МСВ 27 июня 2010. Прогностические переменные будут рассмотрены ниже через каждые 6 часов с 1200МСВ 27 июня по 0000МСВ 28 июня 2010.

Область прогноза приземного давления (рис. 1) характеризуется антициклоном на востоке и областью пониженного давления на западе. Гребень высокого давления распространился на восток до  $30^\circ$  в.д. в поясе  $51^\circ$ - $56^\circ$  с.ш.. Область низкого давления находится к северу и к югу от гребня. После 12ч антициклон сместился на восток, разрушил гребень и занял районы на юго-западе области. Такая синоптическая ситуация связана с большими скоростями геострофического ветра в центральной части и малыми значениями в остальных местах. Процесс продолжался в течение последующих 24 часов прогноза и сопровождался ростом давления в центре

антициклона. Это привело к увеличению горизонтальных производных давления и геострофического ветра.

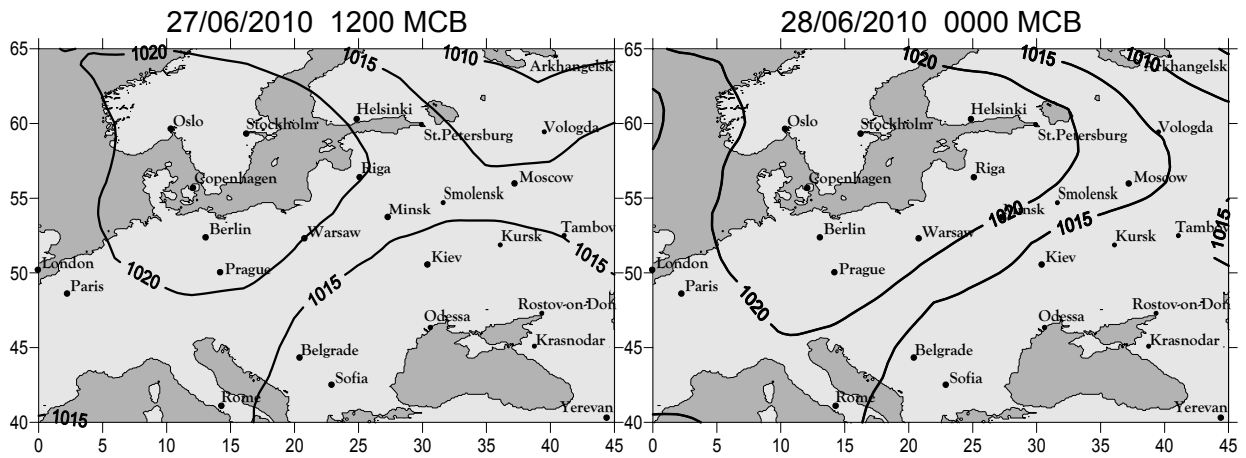


Рис. 1. Прогноз приземного давления

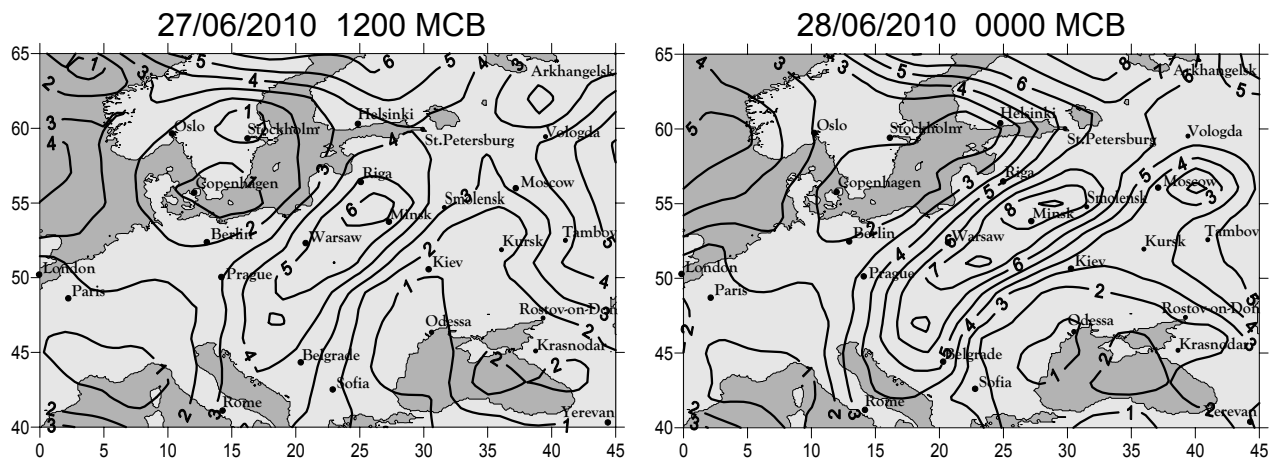


Рис. 2. Прогноз скорости ветра на 10 м

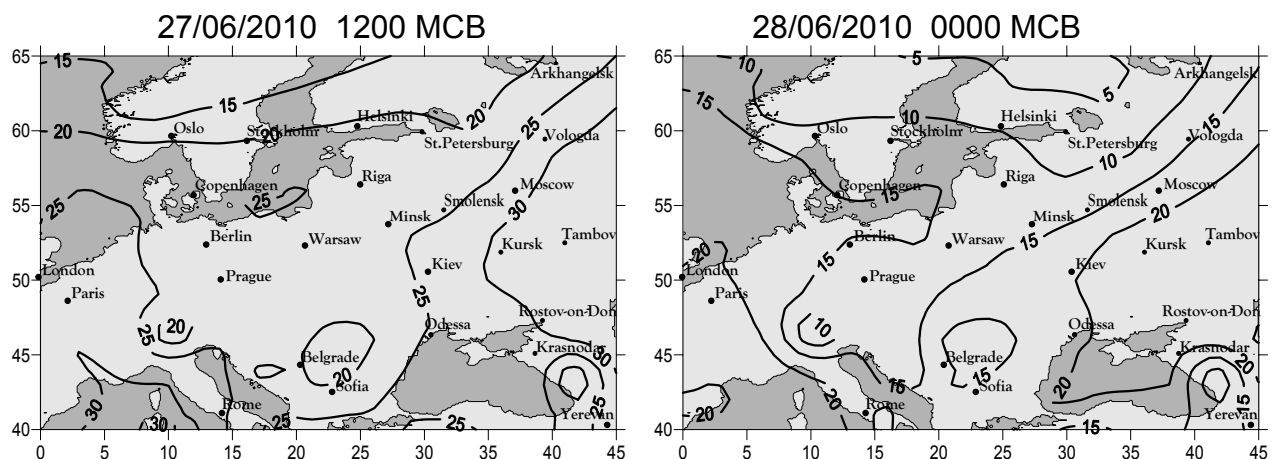


Рис. 3. Прогноз приземной температуры (на 2 м)

Скорость приземного ветра на 10м (рис. 2) характеризуется максимальным значениям 4-6 м/с в центре области. В результате бароклинности ветер увеличивается до 6-8 м/с и меняет направление в полночь на юго-западное. Скорость ветра в

следующие 24 ч прогноза достигает 8-10 м/с. Круглосуточные темпы роста скорости ветра не являются типичными. Дневные скорости меньше, чем ночные из-за изменения по времени геострофического ветра. Большие горизонтальные производные скорости ветра появляются в переходной зоне и растут в течение срока прогноза.

Распределение приземной температуры (рис. 3) характеризуется температурой 20-30°C в антициклоне, где солнечная погода становится причиной интенсивного нагрева приземного слоя атмосферы и неустойчивой стратификации. Ночь сменяется прохладой, температура снижается до 10-15°C, и это приводит к устойчивой стратификации. Суточный ход температуры, в целом, хорошо выражен в рассматриваемый период. Неустойчивая стратификация в светлое время суток и устойчивая ночью определяют интенсивное и слабое турбулентное перемешивание.

Максимальные вертикальные коэффициенты, характеризующие интенсивность турбулентности в 1200МСВ 27/06 и 28/06, приведены ниже для различных широт и долгот.

**65-61°с.ш.** 1 - 55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-42°в.д.  
**61-56°с.ш.** 5 - 25 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-8°в.д., 26-55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 9-42°в.д.  
**56-51°с.ш.** 30 - 5 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-25°в.д., 6-47 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 26-42°в.д.  
**51-46°с.ш.** 18 - 35 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-22°в.д., 36-56 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 23-42°в.д.  
**46-42°с.ш.** 21 - 45 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-18°в.д., 46-57 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 19-42°в.д.  
**65-61°с.ш.** менее 1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-10°в.д., 1-65 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 11-42°в.д.  
**61-56°с.ш.** 45 - 25 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-8°в.д., 26-55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 9-42°в.д.  
**56-51°с.ш.** 30 - 5 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-25°в.д., 6-47 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 26-42°в.д.  
**51-46°с.ш.**  
 менее 1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-11°в.д., 1-33 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 12-22°в.д., 32-8 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 23-32°в.д., 9-34 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 33-42°в.д.  
**46-42°с.ш.**  
 30-1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-10°в.д., 2-53 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 12-36°в.д., 52-28 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 37-42°в.д.

В полдень максимальные коэффициенты турбулентности отличались большим разнообразием. Их значения достигали 65 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>.

Ночью турбулентность в большинстве узлов расчетной сетки отсутствовала. Но коэффициенты турбулентности достигали 5-10 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> в узлах, где в полдень прогностические коэффициенты были более 50 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>.

Вертикальные профили прогностических метеорологических переменных и параметров турбулентности рассчитывались для Москвы (55,8°с.ш., 37,6°в.д.) и Ландека (46,5°с.ш., 10,3°в.д.), которые расположены в холмистой (217 м) и горной (2444 м) областях. Вертикальные профили прогностических переменных в Москве показаны на рис.4.

Целью анализа была возможность продемонстрировать, какие физические механизмы при численном прогнозе на 2 суток влияют на формирование структуры АПС. Мы ограничились анализом влияния ветра и температурной стратификации на параметры турбулентности. Зависимость коэффициента турбулентности, ТКЕ и диссипации от потенциальной температуры и производных скорости ветра в слоях, где они прогнозируются, показаны.

В прогнозе на 6 часов производные потенциальной температуры были 0,21 К/100м (2-100 м), -0,08 К/100м (100-300м) и 0,28 К / 100 (300-3000м). Прогнозируемая стратификация была сильно-устойчивая в поверхностном слое, слабо-неустойчивая в нижней части пограничного слоя и устойчивая в остальной области расчета. Производные скорости ветра составляют 0,9 м·с<sup>-1</sup>/100 м (2-100м), -0.15 м·с<sup>-1</sup>/100м (100-550м), 0.37 м·с<sup>-1</sup>/100м (550-3000м). Вертикальные коэффициенты турбулентности



выросли до максимума  $8,4 \text{ м}^2/\text{с}$  на 200 м и стали менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}$  выше 350м. Этот уровень определяется как верхняя граница АПС. Кинетическая энергия турбулентности сохранилась равной  $0,2 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, а затем уменьшалась до  $0,02 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на верхней границе АПС. Диссипация достигала максимума  $0,15 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 10 м, равнялась  $0,03 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50м и снижалась до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на верхней границе АПС.

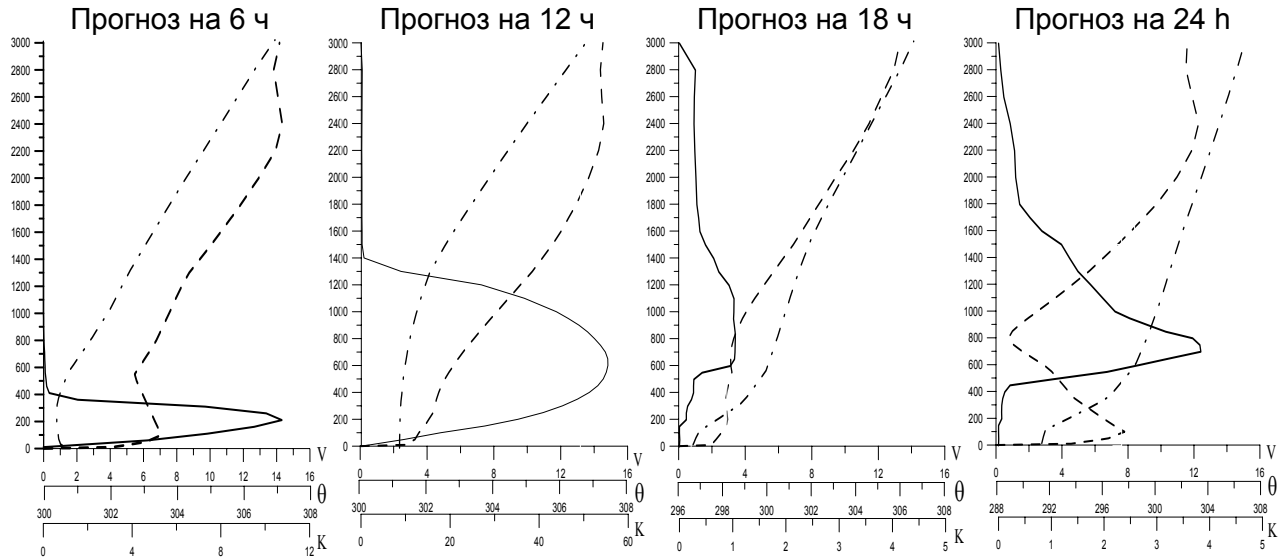


Рис.4. Вертикальные профили потенциальной температуры ( $\theta$ ), скорости ветра ( $|\vec{V}|$ ) и коэффициента турбулентности ( $K$ ).  $\theta$  - · - ·,  $|\vec{V}|$  - - - -,  $K$  —

В прогнозе на 12 ч производные потенциальной температуры были  $-0,03\text{K}/100\text{м}$  (2 - 500),  $-0,08\text{K}/100\text{м}$  (100-300м) и  $0,1\text{K}/100\text{м}$  (500-3000м). Стратификация прогнозировалась, как неустойчивая в нижней части пограничного слоя и устойчивая на верхней границе АПС.

Производные скорости ветра были равны  $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100 \text{ м}$  (2-100м),  $0,6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-3000м). Максимальные значения вертикальных коэффициентов турбулентности достигали  $55,5 \text{ м}^2/\text{с}$  на 550 м, уменьшаясь до  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  на верхней границе АПС (1400 м). Коэффициенты турбулентности были более  $50 \text{ м}^2/\text{с}$  в слое от 350 до 850 м. Кинетической энергии турбулентности сохранялась равной  $0,8 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, максимальные значения составили  $1,053 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 300 метрах и становились менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1300м. Диссипации была максимальной  $2,6 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 10 м, резко снижалась до  $0,52 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50 метрах и упала до  $0,1 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 1300 м.

В прогнозе на 18 часов величины производных потенциальной температуры равнялись  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (2-600м),  $0,2 \text{ K}/100\text{м}$  (600-1600м),  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (1600-3000м). Стратификации было сильно- и слабоустойчивой. Производные скорости ветра равнялись  $1,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $0,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-800м),  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (800-3000м). Коэффициенты турбулентности были менее  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ .

В прогнозе на 24 ч производные потенциальной температуры  $1,3 \text{ K}/100\text{м}$  (2-450м),  $0,4 \text{ K}/100\text{м}$  (450-3000м)  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (1600-3000м). Стратификация изменялась с сильноустойчивой на устойчивую. Производные скорости ветра равнялись  $3,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $0,9 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1800м),  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1800-3000м). Коэффициенты турбулентности были более  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  в слое от 500 м до 1500 м с максимумом  $4 \text{ м}^2/\text{с}$  на 700м. ТКЕ в этом слое увеличилась до  $0,03 \text{ м}^2/\text{с}^2$  и диссипация до  $0,002 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Это

был слой небольшого турбулентного перемешивания в свободной атмосфере выше слоя с сильной устойчивой стратификацией.

В прогнозе на 30 ч производные потенциальной температуры составляли 0,1 К/100м (2-600м), 0,4 К/100м (600-1600м), 0,4 К/100м (1600-3000м). Прогностическая стратификация была нейтральной или среднеустойчивой. Производные скорости ветра были  $3,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м), максимум  $6,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на 300 м, затем они уменьшались и выше 600 м становились менее  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Кинетическая энергия турбулентности сохраняла значение  $0,05 \text{ м}^2/\text{с}^2$  в приземном слое, достигала максимума  $0,08 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 300м и становилась менее  $0,001 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1100м. Скорость диссипации достигает максимума  $0,15\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на уровне 10м, затем резко снижается до  $0,01\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 100 м и уменьшается до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 1000м.

В прогнозе на 36 ч производные потенциальной температуры оставались постоянными в среднем до 1000 м и увеличивались от 0,5 К/100м до 3000м. Стратификация была нейтральной до 1000 м и становилась устойчивой выше. Производные скорости ветра равнялись  $3,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-150м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (150-1000м),  $1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1000-3000м). Вертикальные коэффициенты турбулентности вырастают до максимальных значений  $57 \text{ м}^2/\text{с}$  на уровне 650 м, постепенно снижаясь до  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  на 1500 м. Коэффициенты турбулентности более  $50 \text{ м}^2/\text{с}$  были в слое от 400 до 1000м. Кинетическая энергия турбулентности сохраняла значение  $0,9 \text{ м}^2/\text{с}^2$  в приземном слое, далее увеличилась до максимального значения  $1,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 400 м и становилась менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1300м. Скорость диссипации была максимальной  $2,9\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на уровне 10 м, резко снижалась до  $0,59\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50 метрах и уменьшалась до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  к 1300 м. Высота АПС была равна 1500 м.

В прогнозе на 42 ч производные потенциальной температуры равнялись 1,1 К/100м (2-400м), 0,2 К/100м (400-1500м), 0,9 К/100м (1500-3000м). Стратификация была сильно- и слабоустойчивой. Производные скорости ветра были равны  $4,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-150м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1400м),  $1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1400-3000м). Вертикальный профиль коэффициентов турбулентности сложный. Прогностические значения достигают  $4 \text{ м}^2/\text{с}$  в приземном слое, от 100 м до 500 м турбулентность отсутствует, а в слое между 550м и 1500м достигают максимума  $23 \text{ м}^2/\text{с}$  на 800м. Турбулентная кинетическая энергия остается постоянной величиной  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, достигает максимума  $0,2 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 800м. Скорость диссипации больше  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  только в приземном слое.

В прогнозе на 48 ч производные потенциальной температуры составили 0,2 К/100м (2-100м), 1,4 К/100м (100-400м), 0,5 К/100м (400-3000м). Стратификация была слабо-, сильно- и умеренно устойчивой. Производные скорости ветра равны  $0,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1300м),  $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1300-3000м). Коэффициенты турбулентности равны  $6 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 100м, от 100 м до 400 м турбулентность отсутствует, максимальные коэффициенты турбулентности  $12 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 750 м и становятся менее  $1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1400м.

Краткосрочное прогнозирование показывает количественные соотношения между стратификацией, сдвигом ветра и параметрами турбулентности в холмистой и горной местности. В дневные часы метеорологические условия определяют интенсивность турбулентности в обеих областях.

Сильная турбулентность прогнозируется от 10 м до 1400 м с максимальным градиентом  $60 \text{ м}^2/\text{с}$ , когда градиент потенциальной температуры был меньше, чем  $-0,02 \text{ К}/100\text{м}$ , и вертикальные производные скорости ветра были небольшими. Сильная неустойчивая стратификация является доминирующим механизмом интенсивного турбулентного перемешивания.

В горном районе в ночное время турбулентность отсутствует, когда вертикальные градиенты потенциальной температуры более  $0,2 \text{ K}/100\text{m}$  и вертикальные производные скорости ветра меньше  $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ . Сравнение метеорологических условий структуры турбулентности в ночные часы показало, что в горной местности турбулентность исчезала, когда термически устойчивая стратификация становилась менее интенсивной, чем в холмистой местности, но основным механизмом остается зависимость от устойчивости стратификации.

В холмистой местности турбулентность отсутствует в ночное время, когда вертикальные градиенты потенциальной температуры более  $0,5 \text{ K}/100\text{m}$  и вертикальный градиент скорости ветра меньше, чем  $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ . Над нижним слоем с сильной устойчивой стратификацией высотой  $500 \text{ м}$  коэффициенты турбулентности в слое от  $500 \text{ м}$  до  $1500 \text{ м}$  более  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ , максимальные значения достигают  $4\text{-}23 \text{ м}^2/\text{с}$  на  $700\text{-}800\text{м}$ , когда вертикальный градиент потенциальной температуры составляет менее  $0,5 \text{ K}/100\text{m}$  и производная скорости ветра более  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ .

Исследования моделирования крупных вихрей показало, что в конце дня и ранним утром (переходный период) существуют отдельные слои, где турбулентность все еще активна, развиваясь выше устойчиво стратифицированной нижней части пограничного слоя (Pino и др. al.2006).

В попытках узнать больше, проект собрал ученых из Европейского союза и Соединенных Штатов, для работы над этим вопросом и проведения наблюдений, которые позволят лучше понять физические процессы, которые контролируют переходы в структуре турбулентности (Lothon M и Lenschow D 2010).

Это исследование показывает временные переходы в развитии турбулентной активности и подтверждает существование остаточных турбулентных слоев и дает количественное описание метеорологических параметров и параметров турбулентности в этих слоях.

**Заключительные замечания.** Поля ветра, температуры, влажности и геопотенциала на основных изобарических поверхностях, а также ТКЕ, скорости диссипации и коэффициентов турбулентности прогнозируются по численной оперативной системе прогнозирования Гидрометцентра России. Прогноз основан на решении уравнений гидротермодинамики и замыкания турбулентности. Горизонтальное турбулентное перемешивание и члены с орографическими эффектами включены в основные уравнения гидродинамики. Передовые методы преобразования нелинейных членов и учет влияния стратификации реализованы при расчете ТКЕ и диссипации. Конечно-разностные уравнения записываются с помощью односторонних разностей для производных по времени, центральных разностей для адвективных членов и центральных разностей по пространству для турбулентных членов. Конечно-разностных уравнений решаются с помощью метода последовательных приближений. Такой подход дает возможность реализовать неявное интегрирование по времени. Система уравнений численного прогноза записывается в линейной конечно-разностной форме с сохранением вычислительной устойчивости и положительных значений ТКЕ и диссипации. Вертикальный коэффициент турбулентности рассчитывается подстановкой ТКЕ и диссипации в соотношение Колмогорова-Прандтля, устраняя недостатки, связанные с масштабом длины, используемого в подходе Меллора-Ямада.

Прогноз на 2 суток был проведен для атмосферы Северного полушария. Результаты свидетельствуют, что дневной нагрев и прохлады в ночное время приводят к неустойчивой и устойчивой температурной стратификации и соответствующей интенсивности турбулентного перемешивания. Турбулентность отсутствует в ночное время. Большие коэффициенты турбулентности прогнозируются в полдень.

Вертикальное распределение метеорологических параметров и параметров турбулентности представлено для двух выбранных точек, расположенных в холмистой и горной местности. Результаты краткосрочного прогнозирования показывают количественные соотношения между температурной стратификации, сдвигом ветра и параметрами турбулентности. Оценивается зависимость коэффициента турбулентности от вертикальных градиентов потенциальной температуры и скорости ветра.

Исследование показывает изменение во времени активности развития турбулентности. Оно подтверждает результаты моделирования крупных вихрей, когда в конце дня возникают отдельные остаточные слои турбулентности над слоем с сильноустойчивой стратификацией.

### Список литературы

1. Abdella and Mcfarlane ( 2001) Modeling boundary layer clouds with a statistical cloud scheme and a second-order turbulence closure. *Boundary-Layer Meteorol* 98:387-410
2. Bougeault P, Lacarrère P (1989) Parameterization of topography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Weather Rev* 117:1872–1890
3. Braun SA, Tao W-K (2000) Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Mon Weather Rev* 128:3941-3961
4. Ca V, Ashie Y (2002) K-epsilon turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 102:459-490
5. Cheng Y, Canuto V, Howard A (2002) An improved model for turbulent PBL. *J Atmos.Sci* 59:1550-1565
6. Cotton W, Pielke R, Walko R (2003) RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor Atmos. Phys* 82:5-29
7. Cuxart J, Holtslag A, Beare RJ, Bazile E, Beljaars A, Cheng A, Conangla L, Ek M, Freedman F, Hamdi R, Kerstein A, Kitagawa H, Lenderink G, Lewellen D, Mailhot J, Mauritsen T, Perov V, Schayes G, Steeneveld G-J, Svensson G, Taylor P, Weng W, Wunsch S, Xu K-M (2006) Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 118:273–303
8. Deardorff J (1974) Three – dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 7:81-106
9. Helfand H, Labraga J (1988) Design of a non-singular level 2.5 second-order closure model for prediction of atmospheric turbulence. *J Atmos Sci* 45:113-132
10. Hong S-Y (2010) A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. *Q J Roy Meteorol Soc* 136:1481–1496
11. Hong S-Y, Pan H-L (1996) Non-local boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Weather Rev* 124:2322–2339
12. Huber A, Tang W, Flowe A (2004) Development and applications of CFD simulations in support of air quality studies involving buildings. Preprints, 13<sup>th</sup> Joint conference on the applications of air pollution meteorology, US EPA, New York
13. Janjic G (2002) Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso-model. NCEP Office Note 461, Washington
14. Jiang W, Zhou M, Xu M (2002) Study on development and application of a regional PBL numerical model. *Boundary-Layer Meteorol* 104: 491-503
15. Lesieur M, Metais O, Compte P (2002) Large-scale simulation in turbulence. Cambridge U Press, New York
16. Li X, Pu Z (2008) Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. *Mon Weather Rev* 136:19–48

17. Lothon M, Lenschow D (2010) Studying the Afternoon Transition of the Planetary Boundary Layer. EOS (American Geophysical Union) vol. 91, №29
18. Marht L (1999) Stratified atmospheric boundary layers. Boundary-Layer Meteorol 90:375-396
19. Mellor G, Yamada T (1982) Development of turbulent closure model for geophysical fluid problems. Rev Geophys Space Phys 20:851-875
20. Michalakes J, Dudhia J, Gill D (2004) The weather research and forecast model. In: Proceedings of Eleventh ECMWF Workshop, Reading
21. Moeng C, Wyngaard J (1989) Evaluation of turbulent and dissipation closures in second-order modeling. J Atmos Sci 46:2311-2330
22. Nakanishi M (2001) Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on the large-eddy simulation data. Boundary-Layer Meteorol 90:375-396
23. Noh Y, Cheon W-G, Hong S-Y (2003) Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. Boundary-Layer Meteorol 107:401-427
24. Pino D, Jonker J, Vilà-Guerau de Arellano, Dosio A (2006), Role of shear and the inversion strength during sunset turbulence over land: Characteristic length scales, Boundary Layer Meteorol., 121: 537-556
25. Pleim J (2007a) A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. J Appl Meteorol Clim 46:1383-1395
26. Pleim J (2007b) A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: application and evaluation in a mesoscale meteorological model. J Appl Meteorol Clim 46:1396-1409
27. Shin Hyeyum Hailey, Hong Song You (2011) Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. Boundary-Layer Meteorol 139:261-281
28. Шнайдман В.А. и др. (1997) Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничного слоя. Метеорология и гидрология №7:40-52
29. Skamarock W, Klemp J, Dudhia J, Gill D, Barker D, Duda M, Huang X-Y, Wang W, Powers J (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/TN-475+STR, 113 pp
30. Steeneveld G, Mauritsen T, De Bruijn E, De Arellano J, Svensson G, Holtslag A (2008) Evaluation of limited-area models for the representation of the diurnal cycle and contrasting nights in CASES-99. J Appl Meteorol Clim 47:869-887
31. Sukoriansky S, Galperin B, Perov V (2005) Application of a new spectral theory of stable stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. Boundary-Layer Meteorol 117:231-257
32. Svensson G, Holtslag A (2006) Single column modeling of the diurnal cycle based on CASES99 data-GABLS second intercomparison project. In: 17th symposium on Boundary layers and turbulence. American Meteorological Society, San Diego, CA, Paper 8.1
33. Wensong W, Taylor P (2003) On modeling the one-dimensional atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorol 107:371-400

### **Чисельний прогноз тривимірного розподілу метеорологічних і турбулентних змінних**

**В.А. Шнайдман, Л.В. Беркович, Ю.В. Ткачева**

*Це дослідження дозволяє полішити короткостроковий чисельний прогноз метеорологічних і турбулентних змінних, використовуючи рівняння гідродинаміки і схему замикання двох рівнянь турбулентності, що включає рівняння ТКЕ і дисипації.*

*Основні рівняння були написані в рамках К-теорії турбулентності для нестационарної стратифікованої, барокліної, гідростатичної атмосфери в ізобаричній і z-системах координат. Кінцево-різницеві рівняння розв'язуються за допомогою методу послідовних наближень. Це дозволяє застосувати неявне інтегрування за часом, яке забезпечує обчислювальну стійкість і позитивні значення ТКЕ і дисипації.*

*Прогноз на 2 доби метеорологічних і турбулентних змінних було розраховано для Північної півкулі. Зроблено аналіз просторового розподілу метеорологічних і турбулентних змінних для області 0–45E, 40–65N.*

*Аналіз показав сильну турбулентність опівдні при нестійкій стратифікації і відсутність турбулентності вночі при стійкій.*

*Змінні атмосферного граничного шару розраховуються в 3-кілометровому шарі з вертикальним кроком 50 м в точках модельної сітки для пагористих і гористих районів. Прогностичні результати показують кількісні співвідношення між температурною стратифікацією, зсувом вітру і турбулентними параметрами. Порівняння метеорологічних умов в районах турбулентності показує, що в денні години сильна турбулентність розвивається за однакових метеорологічних умов в обох районах, але в нічний час в пагористих районах турбулентність зникає при сильній стійкій стратифікації швидше, ніж в гірській місцевості. Результати аналізу прогностичної структури турбулентності показали, що в другій половині дня і рано вранці (перехідний період) спостерігаються окремі залишкові шари, де турбулентність все ще активна, розвиваючись вище стійко стратифікованій нижній частині прикордонного шару. Представлено кількісні параметри турбулентності і метеорологічні умови окремих залишкових шарів.*

**Ключові слова:** короткострокове прогнозування, гідродинамічні рівняння, турбулентне замикання, неявне інтегрування, послідовне наближення

### **Numerical prognosis of three-dimensional distribution of meteorological and turbulent variables**

**V.A. Shnaidman, L.V. Berkovich, Yu.V. Tkacheva**

*This research makes it possible to improve the short-term numerical prognosis of meteorological and turbulent variables, using equations of hydrodynamics and the closure technique of two equations of turbulence, **including** the TKE budget and TKE dissipation equations.*

*Basic equations are shown within the framework of the K-theory for non-stationary, stratified, bariclinic, hydrostatical atmosphere in the isobaric coordinates and Cartesian coordinate system. The finite-difference equation is solved with method of successive approximations. It allows applying implicit time integration, which provides the calculated stability and positive values of TKE and dissipation.*

*The two-day prognosis of meteorological and turbulent variables is obtained for the North hemisphere. The spatial distribution of meteorological and turbulent variables is analyzed for the region of 0–45E, 40–65N.*

*The analysis shows strong turbulence at midday in the condition of the unsteady stratification and absence of turbulence at night for the steady one.*

*Variables of atmospheric boundary layer are calculated with the 50 m vertical step in the 3-km layer in the net points for hilly and mountainous areas. Prognostic results depict quantitative correlations between temperature stratification, the wind shift and turbulent parameters. Comparison of meteorological conditions in the areas of turbulence shows that in the day hours strong turbulence develops at identical meteorological conditions in both areas, but in the night time the turbulence disappears faster at strong steady stratification for hilly areas, than for mountain ones. The results of analysis of prognostic structure of turbulence show that in the second half of day and in the early morning (transitional period) there are separate residual layers, where turbulence is still active, developing higher steadily to stratified lower part of boundary layer. The quantitative parameters of turbulence and meteorological terms of separate residual layers are presented.*

**Keywords:** short-term prognostication, hydrodynamic equations, turbulent closure, implicit integration, method of successive approximations

A.V. Glushkov, *d.ph.-math.sci., prof.*  
*Odessa State Environmental University*

## RENORM-GROUP AND FRACTAL APPROACH TO TURBULENCE SPECTRUM IN PLANETARY ATMOSPHERE SYSTEM, “COSMIC PLASMA – GALACTIC COSMIC RAYS”

*Renorm-group and fractal approach is used to study a turbulence spectrum in a general dynamics of atmosphere, turbulent pulsation in planetary atmosphere – cosmic plasma and galactic cosmic rays system.*

**Keywords:** *renorm-group approach, turbulence, dynamics of atmosphere, cosmic rays*

**Introduction.** It is well known that the equations of hydrodynamics are relatively well adjusted to the high-frequency processes in the atmosphere such as the evolution of the cyclonic formation in the period up to two days, but it is not able to well describe the low-frequency processes such as changing forms of circulation [1-6]. The equation of macroturbulent regime of atmosphere are low-frequency on its basis. Surely, there is some experience in their solving on the basis of a number of techniques, such as spectral, etc. The method for solving these equations in the low frequency range is used for modeling of the changing forms of circulation and, accordingly, for the mathematical parameterization homologues circulation [3-6]. In principle, an alternative approach to the study of the spectrum of turbulence in a general geodynamics, apparently, should be considered as methods of the renormalization group (RG). The RG methods originally developed in quantum field theory are also used to describe fully developed turbulence. The fact the RG approach is essentially a method of describing multimode systems with a large range of specific size and strong mode coupling [7-14]. According to the Kuzmin-Patashinskii's hypothesis, such systems tend to localize interactions in wavenumber space and cascade mechanism of interaction modes with significantly different scales. The first attempt to apply the RG approach to modeling a power-law behavior of the statistical moments of turbulent fluctuations of the velocity field are based on the Kadanov's iterative procedure of partial averaging and the RG field formulation. Here we outline the ways of applying the RG analysis to studying a spectrum of large-scale turbulence in a general dynamics of atmosphere with confirming a renormalization and scaling, as well as consider the turbulent fluctuations of in “planetary atmosphere - cosmic plasma (CP)- galactic cosmic rays (GCR)” system. Some applications were earlier considered (look, eg., [14-21]).

**Initial equations and renormalization procedure.** We consider a standard atmospheric system of the Navier-Stokes equations with adding an external force. The latter can be a Gaussian random process such as "white noise." The hydrodynamic field-pressure and velocity vector components  $v_i$  in point  $1 = (r_1, t_1)$  should be considered in a space of  $d$  measurements as the components of  $(d + 1)$ - dimensional vector [8]

$$\psi_\alpha(1) = \{\psi_0(1), \psi_i(1)\} = \{p(r_1, t_1), v_i(r_1, t_1)\}, \alpha = 0, 1, \dots, d, i = 1, 2, \dots, d. \quad (1)$$

In a formalism of "doubling the fields" (see [8-10, 14]), the system is given by the action:

$$\begin{aligned} S[\psi, \hat{\psi}] &= S_0[\psi, \hat{\psi}] + \lambda_0 S_1[\psi, \hat{\psi}]: \\ S_0[\psi, \hat{\psi}] &= -\hat{\psi}_\alpha(1) L_{\alpha\beta}(12) \psi_\beta(2) + (i/2) \hat{\psi}_\alpha(1) D_{\alpha\beta}(12) \hat{\psi}_\beta(2), \\ S_1[\psi, \hat{\psi}] &= -1/2 \hat{\psi}_\alpha(1) V_{\alpha\beta\gamma}(123) \psi_\beta(2) \psi_\gamma(3). \end{aligned} \quad (2)$$

where the linear part of the Navier-Stokes equations  $L_{\alpha\beta}$ , the correlation function of random external forces  $D_{\alpha\beta}(12)$  and the coefficient  $V_{\alpha\beta\gamma}(123)$  determined by the relations:

$$\begin{aligned}
 L_{\alpha\beta}(12) &= \left[ \begin{array}{c} 0 \quad \partial_j^{(0)} \\ \partial_i^{(0)} (\partial_t^{(1)} - v_0 \Delta \delta_{ij}) \end{array} \right] \delta(1-2) \\
 D_{ij}(12) &= \delta_{ij} D(|r_1 - r_2|) \delta(t_1 - t_2), \\
 V_{ijk}(123) &= -[\delta_{ij} \partial_k^{(2)} + \delta_{ik} \partial_j^{(3)}] \delta(1-2) \delta(1-3),
 \end{aligned} \tag{3}$$

where  $v_0$  - the coefficient of molecular viscosity,  $\lambda_0$  - a formal expansion parameter (the end result is usually set equal to unity). Further consideration of the objects of interest-averaged velocity field of the linear response to an external action, the Green's function  $G_{ij}(12) = i \langle \psi_i(1) \hat{\psi}_j(2) \rangle$  and correlation function  $C_{ij}(12) = \langle \psi_1(1) \psi_2(2) \rangle$ . The representation of the characteristic functional of system in the standard classical perturbation theory

$$\psi[\eta, \hat{\eta}] = \int d[\psi] d[\hat{\psi}] \exp \{ i(S_0[\psi, \hat{\psi}] + \lambda_0 S_1[\psi, \hat{\psi}] + \eta \psi + \hat{\eta} \hat{\psi}) \}$$

is presented as an expansion in powers  $\lambda_0 S_1$ . As usual, the partition of the action on the unperturbed part and a perturbation is performed taking into account the finite renormalization of the field amplitudes with the addition of a compensating counter-terms. The non-dependence of the results on the choice of the renormalization constants corresponds to the requirement of invariance with respect to the renormalization of the perturbation. The renormalization of the field amplitude  $\hat{\psi}$  and the viscosity in the system (2), which describes the dynamics of the perturbed atmosphere, is easily introduced as [9,10]:

$$\hat{\psi} \rightarrow \hat{\psi}^R = z \hat{\psi}, \quad \lambda_0 \rightarrow \lambda = z^{-1} \lambda_0, \quad D \rightarrow D^R = z^{-2} D, \quad v_0 \rightarrow v \tag{4}$$

and adding the counter-terms to  $S_1$  of the following form

$$\delta S_1 = -(z^{-1} - 1) \psi_i \partial_i \psi_i + (v_0 z^{-1} - v) \psi_i \Delta \psi_i. \tag{5}$$

Renormalization of the parameters are chosen in such a way that a total Green's function in the renormalized theory has the form, well known in quantum field theory :

$$G_{ij}^R(k, w) = P_{ij}(k) [-iw + vk^2 - \sum^R(k^2, w)]^{-1}, \quad (P_{ij}(k) = \delta_{ij} - k_i k_j k^{-2}) \tag{6}$$

and coincides with a free Green's function at the point of the renormalization  $w = 0, \quad k^2 = \mu^2$ , of course, imposed a condition of the relations:

$$\sum^R(\mu^2, 0) = 0, \quad \frac{\partial}{\partial w} \sum^R(\mu^2, w) |_{w=0} = 0. \tag{7}$$

In fact, the desired approach in a different representation is used in a number of problems in quantum field theory, quantum geometry (see, eg., [22]).

**The RG analysis in general geodynamics.** Generally the function  $D(k)$  is as

$$D(k) = D_0 (k^2)^{-d/2+2-\varepsilon}. \tag{8}$$

The dimension of the parameter  $D_0$  coincides with the dimension of the energy dissipation rate in the Kolmogorov theory for  $\varepsilon = 2$  [7]. There is a logarithmic divergence of the operator's self-energy for  $\varepsilon = 0$ . The real expansion parameter in a perturbation theory is proportional to  $\varepsilon$  and procedure  $\varepsilon$ -expansion is reduced to the analytic continuation on  $\varepsilon$  from the logarithmic theory ( $\varepsilon = 0$ ) to the Kolmogorov ( $\varepsilon = 2$ ). Indeed, a real situation (in geodynamics) is characterized by a non-integer value  $\varepsilon = \varepsilon_{real}$ . Naturally, the processes of momentum transfer in a real turbulent atmosphere are carried out both molecular and turbulent vortex motion. The effective viscosity  $\tilde{v}$  is determined by the usual expression [10]



$$G_{ij}^{-1}(k, w) = [-iw + \tilde{v}(k^2, w)k^2] \delta_{ij}. \quad (9)$$

By the invariance with respect to the renormalization, the renormalized Green's function (for 2 different points of normalization  $\mu, \mu_1$ ) are related by of the following type

$$z^{-1}(\mu^2)G^R(k, w; \mu^2) = z^{-1}(\mu_1^2)G^R(k, w; \mu_1^2). \quad (10)$$

The condition of changing a normalization under passing from one point to another one

$$Z(v, \lambda, D; \mu^2 | v_1, \lambda_1, D_1; \mu_1^2) = z(v_1, \lambda_1, D_1; \mu_1^2) z^{-1}(v, \lambda, D; \mu^2) \quad (11)$$

dimensional considerations provide that the normalized  $Z$  is the function of the parameter  $h = \lambda^2 D v^{-3} (\mu^2)^{-\varepsilon}$ , relation  $\mu_1^2 / \mu^2$  and corresponds to the group composition rule

$$Z\left(\frac{\mu_1^2}{\mu^2}, h_1\right) = Z\left(\frac{\mu_1^2}{\mu_2^2}, h_2\right) Z^{-1}\left(\frac{\mu_1^2}{\mu_2^2}, h_2\right). \quad (12)$$

Here the function  $\tilde{h}$  is in fact analog of the invariant charge in quantum theory of field or topological charge of a vector soliton. One could write the corresponding equation:

$$\left\{-x \frac{\partial}{\partial x} + \beta(h) \frac{\partial}{\partial h}\right\} \tilde{h}(x, h) = 0, \beta(h) = \left. \frac{\partial \tilde{h}(x, h)}{\partial x} \right|_{x=1}. \quad (13)$$

For the class of problems we are interested in the problem boils down to the definition of the self-energy operator in the lowest approximation of the renormalized perturbation theory. As usual, the required operator can be written as

$$\sum_{ij}^R(k, w) = \sum_{ij}(k, w) + iw(z^{-1} - 1)\delta_{ij} - k^2(v_0 z^{-1} - v)\delta_{ij}, \quad (14)$$

where the first term is determined as

$$\sum_{ij}^R(k, w) = \lambda^2 V_{imn}(k) \int \frac{dq}{(2\pi)^d} \frac{d\Omega}{2\pi} G_{mm'}(q, \Omega) C_{nn'}(k - q, w - \Omega) V_{m'n'j}(q), \quad (15)$$

2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> terms are the counter-terms. A link between a renormalization constant and self-energy operator  $\sum$  is as  $z^{-1} = 1 + i\partial \sum(\mu^2, w) / \partial w|_{w=0}$ . Detailed description of this procedure for the finite Fermi systems is given in [22]. With this in mind, for the effective viscosity of the lowest order perturbation theory calculation  $\sum$  one could get the known expression, but with the principal difference. Instead of the ideal value  $\varepsilon = 2$  one should take the real  $\varepsilon_{real}$ . Some concrete applications have been in details presented in [13,16-21].

**Turbulent pulsation in “Planetary atmosphere - CP- GCR” system.** The known experiments of Pudovkin and Raspopov (1992) have detected that processes in the atmosphere at heights 10–20 km are extremely influenced by the GCR with the protons' energies of  $10^{11} \div 10^{15}$  eV. Strong variations of these rays (a few tens of percents) coincide with the solar activity cycles and atmospheric perturbation variations induced by the separate flares on the Sun. Pudovkin and Raspopov (1992) have also shown that both the value of incoming energy from the GCR spectrum in the magnetosphere and the magnitude of consequent processes in the magnetosphere-ionosphere coincide with values of actual energy for atmospheric processes ( $\sim 10^{19} \div 10^{20}$  J day<sup>-1</sup>). The GCR spectrum is striking stable and, in the limits of  $10^{11} \div 10^{15}$  eV, is defined by the law:

$$\frac{dN}{dE} = CE^{-\nu}, \quad \nu \approx 2.4 \div 2.74. \quad (16)$$

We aim to define of the spectrum of the turbulent GCR-induced pulsations in the atmosphere and to determine possible manifestation of genesis of fractal dimensions in the system of

“spectrum of the CP turbulent pulsations – GCR spectrum – spectrum of atmospheric turbulent pulsations”. According to Eq. (16) the integral GCR spectrum in the limits of  $10^{11} \div 10^{15}$  eV is  $N \sim E^\mu$ ,  $\mu = 1.7$ . Assume that the GCR energy is absolutely absorbed by the atmosphere; then the average energy,  $E_g$ , transferred to the atmospheric gas is evaluated as  $E_g \sim NE \sim E^{1+\mu}$ . Let’s consider that each cosmic particle induces the initiation of an eddy with a size of  $\lambda$  in the moving gaseous medium. This size is inversely proportional to the energy of particle,  $E$ , i.e.  $E \sim \lambda^{-1}$ . According to [8], we introduce the appropriate spatial “wave numbers” of pulsations (eddies) as  $k \sim 1/\lambda$  instead of scales  $\lambda$ . Then the integral spectrum of eddies,  $E_g$ , looks like  $E_g \sim k^{1-\mu}$  and the appropriate spectral density of turbulence is  $E_g(k) \sim k^{-\mu}$ , where  $E_g(k)$  is the kinetic energy of gaseous eddy with the spatial wave number  $k$ . Since  $\mu \approx 5/3$ , it is obvious that this is the well-known Kolmogorov-Obukhov spectrum describing the dynamics of high-frequency perturbations or, in other words, the structure of small-scale turbulized medium as a skeleton of eddy cluster with the fractal dimension  $D = 5/3$  [15]. The scaling laws, scale ratios, and spectral dynamics, in particular within the inertial interval theory that results in the energy spectrum of the Kolmogorov-Obukhov eddies, are conventionally applied at the atmospheric turbulence modelling but for planetary boundary layer only, i.e. for the air layer, in which the interaction of atmosphere with the underlying surface is directly appeared [3]. This implies that the detected GCR-induced Kolmogorov-Obukhov spectrum differs not only by the cause, but by the principal location of appearance: homosphere – upper atmosphere. There is natural question: what consequences should be experimentally observed in this case? Such a time-stable and large-value increment (e.g. as the Joulean heat into upper atmosphere) should essentially revise the “centre of gravity” in the Earth’s energy balance by accounting for a turbulent heat flux  $G$  generated by the variations of the galactic and solar cosmic rays:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = S[1 - \alpha(T)] - I_a(T) - Q(T) + G(T), \quad (17)$$

where  $\partial U/\partial t$  is the rate of heat generation in the Earth’s climate system,  $T$  is the temperature,  $S$  is the solar irradiance onto top of the atmosphere,  $\alpha$  is the albedo of the atmosphere-Earth system,  $I_a$  is the intensity of outgoing long-wave atmospheric radiation,  $Q$  is the heat quantity leaving the considered volume of the climate system due to the horizontal transport of sensible,  $Q_1$ , and latent,  $Q_2$ , heat. Represent  $I_a$ ,  $Q$ ,  $G$ , and  $\alpha$  as the functions of temperature. First energy term  $I_a$  is responsible for the long-wave radiation of the Earth with the mean temperature  $T$ ; with approximation sufficient for our model it is equal to  $I_a = \gamma_a \sigma T^4$ , where  $\sigma$  is the Stephan-Boltzmann constant,  $\gamma_a$  is the coefficient allowing for the area of atmospheric external boundary parallel with the Earth’s surface. The heat flux  $Q$  is formulated as follows:

$$Q = Q_1 + Q_2 = \gamma_{adv} \mu_{adv} T + \gamma_{adv} m_{wv} c (T_{wv} - T), \quad (18)$$

where  $\mu_{adv}$  is the advection coefficient,  $\gamma_{adv}$  is the coefficient allowing for the total area of the lateral sides of the Earth’s climate system,  $m_{wv}$  is the weight velocity of the condensation of water vapour molecules,  $c$  is the specific heat. The dependence of the effective value of albedo for Earth-atmosphere system from temperature is taken as the continuous Fegr’s parameterization:  $\alpha(T) = 0.486 - \eta_\alpha (T - 273)$ , where  $\eta_\alpha = 0.0092 \text{ K}^{-1}$ . Regarding the heat transport  $G$  note. in the turbulent mode. The universal behaviours obtained within the inertial interval theory or, in other words, the Kolmogorov-Obukhov scaling laws were developed to describe the statistical structure of temperature turbulent pulsations when they not essentially affect the structure of flow [7]. . It has been also shown that the structure of temperature field for the turbulent mode is defined not only by the dissipation rate of turbulent kinetic energy per mass unit  $\varepsilon$ , but also by the dissipation rate of intensity of temperature fluctuations,  $N_T$ , which is equal in order of magnitude to  $N_T \cong (\Delta T)^2 \Delta u L^{-1}$ , where  $\Delta u$  and  $L$  are the typical size for the velocity and length of main energy-bearing eddies,  $\Delta T$  is the typical temperature varia-

tion in the flow at its external scale  $L$ . It is also easily to show that the integral spectrum of eddies  $E_g$  looks like:  $E_T = C_{It}(\Delta T)^2$ . Assuming  $\Delta T \sim \beta T$ , where  $\beta < 1$ , this dependence can be expressed as  $G \sim g(\Delta T)^2 \sim (g\beta)T^2$ , where  $g$  is the dimensional coefficient,  $W K^{-2}$ . So, we get

$$\frac{1}{4\gamma_a\sigma} \left( S - \frac{\partial U}{\partial t} \right) = F(T, a, b) = \frac{1}{4}T^4 + \frac{1}{2}aT^2 + bT + \text{free term}, \quad (19)$$

where  $a = -\frac{g\beta}{2\gamma_a\sigma}$ ,  $b = \frac{\gamma_{adv}u_{adv} + \eta_a S - \gamma_{adv}m_{wv}c}{4\gamma_a\sigma}$ . Here, we assume that the power  $F(T, a, b)$

is not time-dependent, which seems as physically lawful. So, there is the family of functions  $F(T, a, b)$  depending on the two control parameters,  $a$  and  $b$ . In our opinion, it is interesting to model the long-period behaviour of mean value,  $\langle T \rangle$ , and dispersion,  $\langle \Delta T^2 \rangle$ , of temperature for the manifold of assembly-type catastrophe. To reveal the nontrivial capabilities of the proposed method, let us consider two cases of cyclic path. The first case is modelled under the condition that  $a = -1$  and  $b(t) = b\cos\omega t$ ;  $T_1^{-1} \gg \omega$ . The time evolutions of  $\langle T \rangle$  and  $\langle \Delta T^2 \rangle$  are shown in Fig. 1a (the symmetric cyclic path C). The second case, which corresponds to the asymmetric (with regard to coordinate axis  $a$ ) cyclic path A in plane  $(a - b)$ , is modelled under following conditions:  $a = -0.5$ ,  $b(t) = [-b\cos\omega t + \Delta]$ , where  $\Delta = (b - 2|b_c|)/4$ , and  $b_c$  is determined by the equation of semi-cubical parabola describing the bifurcation set of assembly-type catastrophe (Fig. 1b). It is noteworthy that the analysis of well-known experimental data from the Antarctic station Vostok, which are related to the temperature variations during the last 420 ky, confirms the existence of period  $\sim 120$  ky [15,16]. The analysis demonstrates that the reason of such an periodical behaviour of control parameter  $b$  is the periodical variations of Earth's orbit geometry (eccentricity) initiating the variations of solar radiation or, in other words, the physical mechanism for "controlling" of global climate, which was long time ago concerned in the well known Milankovitch's theory of ice age rhythms (look, e.g. [14,15]).

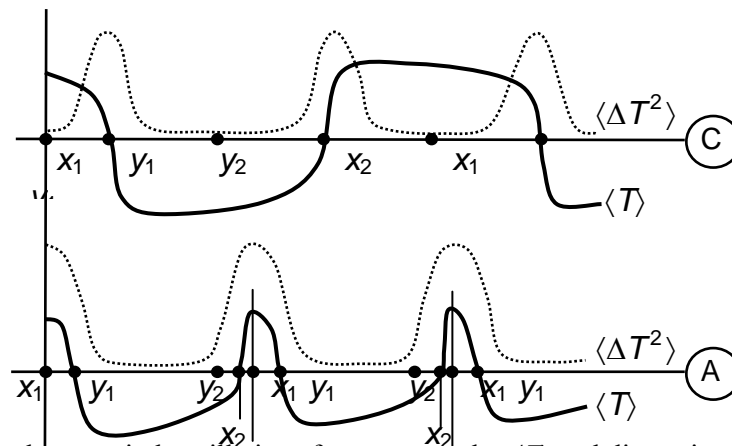


Figure 1 - Modelling long-period oscillations for a mean value  $\langle T \rangle$  and dispersion  $\langle \Delta T^2 \rangle$  of temperature corresponding to symmetric (a) and asymmetric (b) paths in space of controlling parameters  $(a, b)$ .

### Literature

1. *Kibel I.A.*, BIntroduction to hydrodynamical methods of short-termed forecast of weather. – M.: Fizmatizd., 1957. – 377P.
2. *Peixoto J.P., Oort A.H.*, Physics of Climate – American Institute of Physics, 1992. – 520P.
3. *Efimov V.A.*, Mathematical theory of experiments on long-termed forecast pf atmosphere dynamics //Buldet. of AANII.-1982.-Vol.385.-P.12-115.
4. *Tarnopolsky A.G., Shnaindman V.A.*, Modeling geophysical boundary layer//Bull. of NAS Ukraine.-1993.-N9.-P.105-112.
5. *Stepanenko S.N., Shnaindman V.A.*,An account of baroclinity in model of a boundary layer// Sbornik LPI (Leningrad).- 1984.-P.P.59-63.

6. *Glushkov A.V., Efimov V.A., Kivganov A.F.*, Climate modeling as a problem of the interaction of triplet solitons / *Meteorology, Climatology and Hydrology*.-1999.-N38.-P.3-8.
7. *Kolmogorov A.N.*, Local structure of turbulence in an incompressible viscous fluid at very high Reynolds numbers// *Bull. AS USSR*. – 1941. –Vol.30.–P.299-303.
8. *Landau L.D., Lifshits E.M.*, *Hydrodynamics*. – M.: Nauka, 1986.-650P.
9. *Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., et al*, Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory// *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics (Elsevier)*.-2010.-Vol.72.-P.498-508.
10. *Teodorovich E.V.*, The computation of the universal constants in the description of turbulence by the method of renormalization-group// *Bull. of USSR Acad.Sci., Ser. Mech.* -1987.-№4.-P.29-36.
11. *Packard N.H., Crutchfield J.P., Farmer J.D., Shaw R.S.*, Geometry from a time series // *Phys. Rev. Lett.* - 1980. -Vol.45. - P. 712-716.
12. *Brandstater A., Swinney H.*, Strange attractors in weakly turbulent Couette-Taylor flow // *Phys. Rev. A*.-1987.-Vol.35.-P.2207-2220.
13. *Grassberger P., Procaccia I.*, Measuring the strangeness of strange attractors // *Physica D*.-1983.-Vol.9.-P.189-208.
14. *Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N.*, *Astrophysical model of global climate of the Earth*.-Kiev: Naukova Dumka, 2005.
15. *Glushkov A.V., Rusov V.D., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Khetselius O.Yu., Svinarenko A.A., Prepelitsa G.P.*, On possible genesis of fractal dimensions in the turbulent pulsations of cosmic plasma – galactic-origin rays – turbulent pulsation in planetary atmosphere system// *Advances in Space Research (Elsevier)*.-2008.-Vol.41.-P.1713-1716
16. *Rusov V.D., Glushkov A.V., Vaschenko V.N., Myhalus O.T., Bondartchuk Yu.A., Smolyar V.P., Linnik E.P., Mavrodiiev S.C., Vachev B.I.*, Galactic cosmic rays – clouds effect and bifurcation model of the earth global climate. Part 1. Theory// *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics (Elsevier)*.-2010.-Vol.72.-P.498-508.
17. *Glushkov A.V., Serga E.N.*, Renorm-group approach to studying a turbulence spectrum in general dynamics of atmosphere// *Vestnik of OSENU*.-2011.-N11.-C.143-148.
18. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Prepelitsa G.P., Tsenenko I.A.*, Temporal variability of the atmosphere ozone content: Effect of North-Atalantic oscillation// *Optics of atmosphere and ocean*.-2004.-Vol.14,N7.-p.219-223.
19. *Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A.*, Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // *Nonlin.Proc. in Geophysics*.-2004.-Vol.11.– P.285-293.
20. *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 to Moldova-SW Ukraine region//*Atmospheric Research (Elseiver)*.-2005.-Vol.77.-P.100-113.
21. *Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L.*, Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and precipitation // *Journal of Hydrology (Elsevier; The Netherlands)*.-2006.-Vol. 322. –N1-4.–P.14-24.
22. *Glushkov A.V.*, *Advanced Relativistic Energy Approach to Radiative Decay Processes in Multielectron Atoms and Multicharged Ions*// *Quantum Systems in Chemistry and Physics. Progress in Methods and Applications*. Eds. K.Nishikawa et al, (Berlin, Springer).-2012.-Vol.26.-P.231-254.

**Ренорм-груповий та фрак тильний підхід до опису спектру турбулентності у системі «планетарна атмосфера – космічна плазма- галактичні космічні промені. Глушков О.В.**

*У роботі вперше ренорм-груповий аналіз у загальному формулюванні застосовано до аналізу спектру турбулентності в системі «планетарна атмосфера –космічна плазма-галактичні космічні промені».*

**Ключові слова:** ренорм-груповий аналіз, турбулентність, динаміка атмосфери, космічні промені

**Ренорм-груповой и фрактальный подход к описанию спектра турбулентности в системе “планетарная атмосфера – космическая плазма - галактические космические лучи”. Глушков А.В.**

*Изложен новый ренорм-групповой и фрактальный подход к описанию спектра турбулентности в системе “планетарная атмосфера – космическая плазма - галактические космические лучи”.*

**Ключевые слова:** ренорм-групповой подход, турбулентность, динамика атмосферы, космические лучи

**A.A. Baklanov<sup>1,2</sup>, Prof., Dr. Sci., and MEGAPOLI team**

<sup>1</sup>*Danish Meteorological Institute, Copenhagen*

<sup>2</sup>*Russian State Hydrometeorological University, St.-Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*The MEGAPOLI consortium consists of 23 full partners from 11 European countries, 12 international research non-funded partners from USA, Canada, Mexico, India, Chile and Thailand, and 9 end users/stakeholders<sup>1</sup>.*

## **INTEGRATED MULTI-SCALE MODELS OF INTERACTING URBAN METEOROLOGY/CLIMATE AND AIR QUALITY: OUTCOMES FROM MEGAPOLI**

*Integrated multi-scale modelling concept of urban environment, air pollution, climate change and human health interactions for megacities and overview of integrated modelling frameworks for global to street scale realized in European FP7 project MEGAPOLI and several following research projects, are described in this paper.*

**Keywords:** *meteorological and chemical transport models, local-, urban-, regional and global scales, megacities, atmospheric pollution, urban climate, climate change, interactions, feedbacks*

**Introduction.** Processes involving nonlinear interactions and feedbacks between emissions, chemistry and meteorology require coherent and robust modelling approaches. This is particularly important where multiple spatial and temporal scales are involved with a complex mixture of pollutants from large sources, as in the case of urban areas, especially megacities. Numerical weather and air pollution prediction models are now able to approach urban-scale resolution, as detailed input data are becoming more often available. The European Union FP7 project MEGAPOLI (see: <http://megapoli.info>) suggested a comprehensive integrated modelling framework which was tested for a range of megacities within Europe and across the world to increase our understanding of how large urban areas and other hotspots affect air quality and climate on multiple scales. Integrated multi-scale modelling concept of urban environment, air pollution, climate change and human health interactions for megacities and overview of integrated modelling frameworks for global to street scale realized in MEGAPOLI is described in this paper.

**Integrated Multi-Scale Modelling Methodology.** Impacts of megacities on the atmospheric environment are tied directly to anthropogenic activities as sources of air pollution. These impacts act on street, urban, regional and global scales. Previously there were only limited attempts to integrate this wide range of scales for regional and global air quality and climate applications. Indeed, progress on scale and process interactions has been limited because of the tendency to focus mainly on issues arising at specific scales. However the interrelating factors between megacities and their impacts on the environment rely on the whole range of scales and thus should be considered within an integrated framework bringing together the treatment of emissions, chemistry and meteorology in a consistent modelling approach. As mentioned above modern models are now able to approach urban-scale resolution. As a result the conventional concepts of down- (and up-) scaling for air pollution prediction need revision along the lines of integration of multi-scale meteorological and chemical transport models. MEGAPOLI aims at developing a comprehensive integrated modelling framework which will be tested and implemented by the research community for a range of megacities within Europe and across the world to increase our understanding of how large urban areas and other hotspots affect air quality and climate on multiple scales [2].

The integration strategy in MEGAPOLI (Figure 1) is not focused on any particular meteorological and/or air pollution modelling system. The approach considers an open

---

<sup>1</sup> For further information on the MEGAPOLI consortium, please, visit the website <http://megapoli.info>.

integrated framework with flexible architecture and with a possibility of incorporating different meteorological and chemical transport models (see model specifications in MEGAPOLI, 2008).

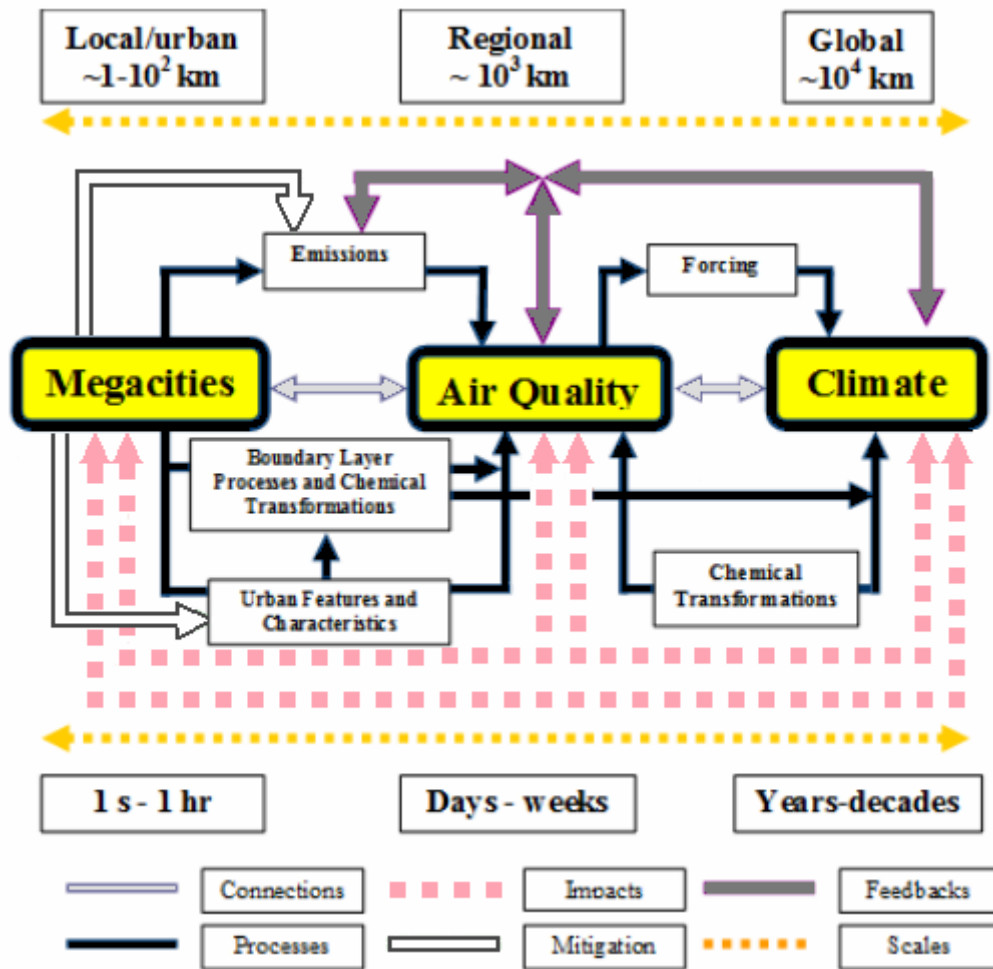


Fig. 1. Schematic showing the main linkages between megacities, air quality and climate. The connections and processes are the focus of MEGAPOLI. In addition to the overall connections between megacities, air quality and climate, the figure shows the main feedbacks, ecosystem, health and weather impact pathways, and mitigation routes which will be investigated in MEGAPOLI. The relevant temporal and spatial scales are additionally included. [12].

The following levels of integration and orders of complexity (temporal and spatial scales and ways of integration) are considered:

- Level 1 – Spatial: One way (Global → regional → urban → street); Models: All.
- Level 2 – Spatial: Two way (Global ⇌ regional ⇌ urban); Models: UM-WRF-CMAQ, SILAM, M-SYS, FARM.
- Level 3 – Time integration: Time-scale and direction; Direct and Inverse modelling (Figure 2).
- Order A – off-line coupling, meteorology / emissions → chemistry; Models: All.
- Order B – partly online coupling, meteorology → chemistry & emission; Models: UKCA, DMAT, M-SYS, UM-WRF-Chem, SILAM.
- Order C – fully online integrated with two-way feedbacks, meteorology ⇌ chemistry & emissions; Models: UKCA, WRF-Chem, Enviro-HIRLAM, EMAC (former ECHAM5/MESSy).

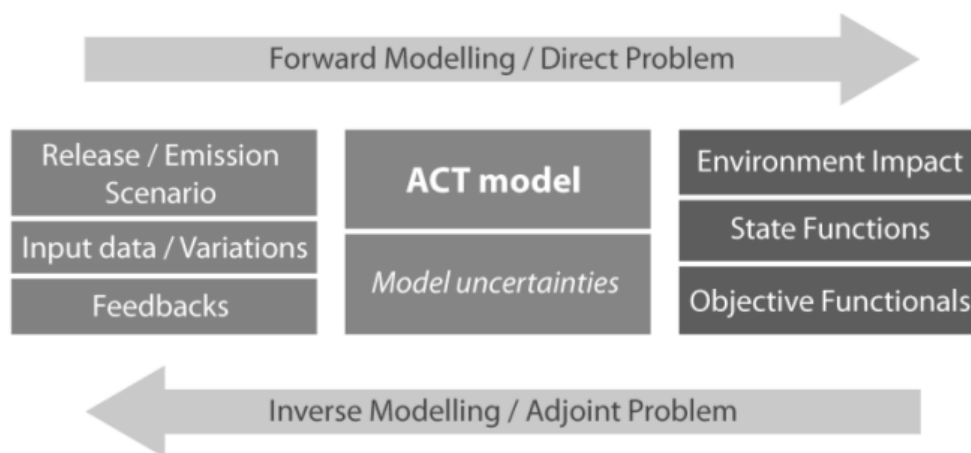


Fig. 2. Scheme of environmental risk assessment and mitigation strategy optimization basing on forward/inverse modelling [15].

A multi-scale modelling framework (Figure 3) for global to street scale includes nesting of (i) the land-use characteristics and scenarios, (ii) anthropogenic heat fluxes, (iii) emission inventories and scenarios, and (iv) the representation of atmospheric processes using two-way nesting [17,19], zooming, nudging, parameterizations and urban increment methodology [14]. The new or improved interfaces for coupling (direct links between emissions, chemistry and meteorology at every time step) can be implemented or developed and common formats for data exchange can be defined to ease the implementation and to help combine the different models via conventional data exchange protocols.

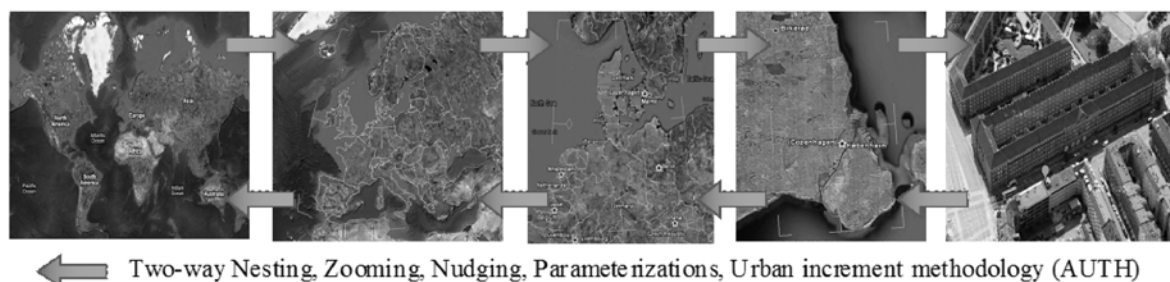


Fig. 3 Down-scaling of global and European-scale models to city and street scales and two-way nesting techniques including model up-scaling.

The current chemistry schemes were examined for their suitability to simulate the impact of complex emissions from megacities. The coupled model systems were applied to different European megacities during the project. The framework is used and demonstrated for selected models including UKCA (MetO), WRF-CMAQ (UH-CAIR), PMCAMx (FORTH), Enviro-HIRLAM (DMI), STEM/FARM (ARIANET), M-SYS (UHam) and EMAC (MPIC) on different scales. This part of the studies was linked also to the requirements and use of simpler tools for assessing air quality impacts within megacities (OSCAR - UH-CAIR, AIRQUIS - NILU, URBIS - TNO, EcoSence - UStutt).

The focus on integrated systems is timely, since recent research has shown that meteorology/climate and chemistry feedbacks are important in the context of many research areas and applications, including numerical weather forecasting, climate modelling, air quality forecasting, climate change, and Earth system modelling [6]. The prediction and simulation of the coupled evolution of atmospheric transport and chemistry will remain one of the most challenging tasks in environmental modelling over the next decades. Many of the current

environmental challenges in weather, climate, and air quality involve strongly coupled systems. It is well accepted that weather is of decisive importance for air quality, or for the aerial transport of hazardous materials. It is also recognized that chemical species will influence the weather by changing the atmospheric radiation budget as well as through cloud formation. Until recently however, because of the complexity and the lack of appropriate computer power, air chemistry and weather forecasts have developed as separate disciplines, leading to the development of separate modelling systems that are only loosely coupled (offline). In NWP, the dramatic increase in computer power enables us to use higher resolution to explicitly resolve fronts, convective systems, local wind systems, and clouds, or to increase the complexity of the numerical models. Additionally we can now directly couple air quality forecast models with numerical weather prediction models to produce a unified modelling system – online – that allows two-way interactions. While climate modelling centres have gone to an Earth System Modelling approach that includes atmospheric chemistry and oceans, NWP centres as well as entities responsible for Air Quality forecasting are only beginning to discuss whether an online approach is important enough to justify the extra cost. NWP and AQ forecasting centres may have to invest in additional computer power as well as additional man power, since additional expertise may be required. We are in favour of integrating weather and chemistry together, for both NWP and air quality and chemical composition forecasting. For NWP centers, an additional attractiveness of the online approach is its possible usefulness for meteorological data assimilation (Hollingsworth et al., 2008), where the retrieval of satellite data and direct assimilation of radiances will likely improve – assuming that the modelling system can beat climatology when forecasting concentrations of aerosols and radiatively active gases.

**Urbanisation of Models.** Urban air pollution (UAP) and atmospheric chemical transport (ACT) models have different requirements in terms of the way in which they represent urbanization (e.g., different importance of low-atmosphere structure details) depending on (i) the scale of the models (e.g., global, regional, city, local, micro) and (ii) the functional type of the model, e.g.:

- forecasting or assessment models,
- atmospheric pollution models for environmental and air quality applications (mostly for city scale),
- emergency preparedness models (mostly for city scale or micro-scale),
- integrated ACT and aerosol models for climate forcing,
- urban-scale research ACT models.

Incorporation of the urban effects into urban- and regional-scale models of atmospheric pollution should be carried out, first via improvements in the accuracy of meteorological parameters (velocity, temperature, turbulence, humidity, cloud water, precipitation) over urban areas. This requires a kind of “urbanization” of meteorological and numerical weather prediction (NWP) models that are used as drivers for urban air quality models or special urban met-preprocessors to improve nonurbanized NWP input data. In MEGAPOLI a hierarchy of urban canopy models/parameterisations for different type and scale models was developed [10]. In comparison with NWP models, the urbanization of UAP models has specific requirements, e.g., better resolution of the urban boundary layer (UBL) vertical structure; by themselves, the correct surface fluxes over the urban canopy are insufficient for UAP runs. Furthermore, for urban air pollution, from traffic emissions and for the modelling of preparedness for emergencies, there is a much greater need for vertical profiles of the main meteorological parameters and the turbulence characteristics within the urban canopy.

Other important characteristics for pollutant turbulent mixing in UAP modelling include the mixing height, which has a strong specificity and heterogeneity over urban areas because



of the urban heat island (UHI), internal boundary layers, and blending heights from different urban roughness neighbourhoods [16]. For the modelling of preparedness for emergencies at local scale (e.g., biological, chemical, or nuclear accidental releases or terrorist acts) the statistical description of building structure is suitable only for distances longer than three or four buildings from the release, whereas for the first two to four buildings from the source, more precise obstacle-resolved approaches are needed [3].

Other specific effects of urban features on air pollution in urban areas, which cannot be realized via the urbanization of NWP models, include:

- deposition of pollutants on specific urban surfaces, e.g., on vertical walls, from different building materials and structure, vegetation, etc.
- specific chemical transformations, including increasing the residence times of chemical species (e.g., inside street canyons), the heterogeneity of solar radiation (e.g., street canyon shadows) for photochemical reactions, and specific aerosol dynamics in street canyons (e.g., from the resuspension processes).
- very heterogeneous emission of pollutants at the subgrid scale, especially from traffic emissions, which need to be simulated on detailed urban road structures with taking into account the distribution of transport flows, etc.
- the indoor–outdoor interaction of pollutants (not only via heat fluxes), which requires a more comprehensive description and modelling of emissions.

The effects of air pollution on health are the final and most important aim of UAP modelling. It is therefore important to combine the UAP with population exposure modelling, which includes high-resolution databases of urban morphology and population distribution and activity (Hanninen et al., 2004). One of the realisations of such an Urban Air Quality Information and Forecasting Systems (UAQIFS) was done within FUMAPEX (Baklanov, 2006). The improved UAQIFS is enhancing the capabilities to successfully describe and predict urban air pollution episodes through improvement and integration of systems for forecasting urban meteorology, air pollution, and population exposure based on modern information technologies. The UAQIFSs were implemented and demonstrated in seven European cities: Oslo, Norway (urban air quality forecasting mode), Turin, Italy (urban air quality forecasting mode), Helsinki, Finland (urban air quality forecasting mode + public health assessment and exposure prediction mode), Valencia/Castellon, Spain (urban air quality forecasting mode), Bologna, Italy (urban management and planning mode), Copenhagen, Denmark (urban emergency preparedness system), and London, UK (urban air quality forecasting mode).

**MEGAPOLI Application of Models.** Applications of integrated modelling systems for megacity air quality modelling were demonstrated for different megacities in Europe as well as other cities (Schlunzen, 2011b). In MEGAPOLI Francis and Sokhi (2011) describes a number of different integrated modelling systems applied to assess the impact of air quality of European and other megacities. These include RAMS-FARM, WRF-Chem, WRF-CMAQ, LOTOS-EUROS, M\_SYS-METRAS-MECTM, MEMO-MARS, GRE-CAPS, Enviro-HIRLAM, MESO-NH, and ENSEMBLE. Examples of the use of integrated modelling systems over the European megacities (London, Paris, Po-Valley, and Rhine-Ruhr) and other cities (e.g., Vilnius, Lithuania; St. Petersburg, Russia) have been discussed.

For Paris, which was in the main focus of the project, many modelling systems (CHIMERE, Enviro-HIRLAM, LOTUS-EUROS, MEMO-MARS, MESO-NH, PMCAMx, WRF-CMAQ) have been applied to study the air quality over Paris. E.g., the results from LOTUS-EUROS [13] suggested that the model simulation around the Paris area clearly benefit from emission inventories based on nesting information from local inventories for the

simulation of particulate matter. However, the average concentrations of PM predicted by LOTUS-EUROS over Paris are much lower compared to available measurements. Simulations with ‘nested’ emissions represented better diurnal cycles for PM when compared with observations. The online coupled modelling system MEMO-MARS has been used to study the feedbacks of direct aerosol effect on PM10 simulations over Paris. The difference field was produced by removing the control simulations from the online results. PM10 concentrations revealed a clear increase over almost the entire domain, reaching up to  $2.5 \mu\text{g m}^{-3}$  in the central Paris area and the southern part of the computational domain, where higher pollution loads occur due to the prevailing wind flow during the simulation period (Douros et al., 2011 in [13]). This study indicates that feedback processes can be significant for air quality assessment and should form the basis of future studies. Similarly, PMCAMx has been employed to predict concentrations of PM and ozone during July 2009 and winter of 2010 [20]. The use of the volatility basis approach in PMCAMx has resulted in significant improvements in the ability to reproduce organic aerosol levels over Paris. MESO-NH has been used to predict primary and secondary aerosols components over Paris region.

Analysis of air quality over the Po valley with RAMS-FARM modelling system (Finardi et al., in [13]) has shown that the large urbanised areas contribute significantly to regional levels of pollutants such as PM2.5. The study also showed that the Po valley footprint, under prevailing anti-cyclonic circulation conditions, can extend well beyond the immediate region and can affect southern parts of continental Europe and northern Italy. On urban scales, a study with Enviro-HIRLAM for Vilnius [11] has indicated that modifications of the surface parameters can have significant impact on meteorological fields that affect air pollution. For example, it was found that the air temperature at 2 m height is typically higher in modified simulation runs.

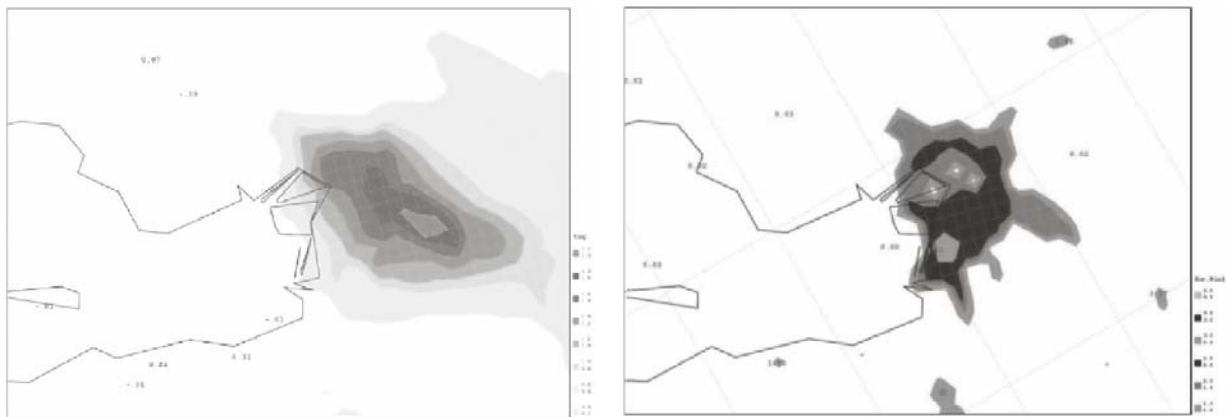


Fig. 4 Simulations of urban effects for St.-Petersburg by the Enviro-HIRLAM model [5] (by Gavrilova Yu., RSHU). Difference plots (between the control vs. urban runs) for: (left) the air temperature at 2 m and (right) the wind velocity at 10 m at 00 UTCs on 29 January 2009.

As an extension of this study, the effect of modified roughness, anthropogenic heat fluxes and the albedo (urbanization) in Enviro-HIRLAM modelling system has been studied for St. Petersburg (Russia). As it is demonstrated on Figure 4 results showed [5] that for winter the differences between control vs. urbanized runs over the metropolitan area and surroundings were the following: wind at 10 m up to 2 m/s (with a maximum up to 2.9 m/s, at nighttime) and air temperature at 2 m is more than  $1^{\circ}\text{C}$  (with a maximum up to  $2.7^{\circ}\text{C}$ , at nighttime)

The air quality over other non-European megacities like Mexico (PMCAMx and extended version of WRF-Chem), New York (PMCAMx), Phoenix (MM5-CMAQ), Shanghai (WRF-Chem and WRF-CMAQ) and New Delhi (SAFAR) has been also studied (see details in Francis and Sokhi, 2011).

**Concluding remarks.** Although these examples show successful application of suggested multi-scale integrated models to investigate air quality affecting megacities, a number of research developments are required. These include greater consistency in the use of data for megacities, moving towards online or coupled approaches and the need for dedicated and targeted data sets for model evaluation purposes. Prediction of PM remains a challenge for several models and is an important area for continued research.

**Acknowledgments.** The EC FP7 MEGAPOLI project and the RF SOL No 11.G34.31.0078 and No 14.B37.21.0880 grants are gratefully acknowledged.

### References

1. Baklanov, A., 2006: Overview of the European project FUMAPEX. *Atm. Chem. Phys.* 6, 2005-15.
2. Baklanov, A., Lawrence, M., Pandis, S., Mahura, A., Finardi, S., Moussiopoulos, N., Beekmann, M., Laj, P., Gomes, L., Jaffrezo, J.-L., Borbon, A., Coll, I., Gros, V., Sciare, J., Kukkonen, J., Galmarini, S., Giorgi, F., Grimmond, S., Esau, I., Stohl, A., Denby, B., Wagner, T., Butler, T., Baltensperger, U., Builtjes, P., van den Hout, D., van der Gon, H. D., Collins, B., Schluenzen, H., Kulmala, M., Zilitinkevich, S., Sokhi, R., Friedrich, R., Theloke, J., Kummer, U., Jalkanen, L., Halenka, T., Wiedensholer, A., Pyle, J., and Rossow, W. B., 2010: MEGAPOLI: concept of multi-scale modelling of megacity impact on air quality and climate, *Adv. Sci. Res.* 4, 115-120, doi:10.5194/asr-4-115-2010.
3. Baklanov A. and R. Nuterman, 2009: Multi-scale Atmospheric Environment Modelling for Urban Areas. *Advances in Science and Research* 3, 53-57.
4. Denier van der Gon H., Kuenen J., Visschedijk A., Finardi S., Radice P., D'Allura A., Beevers S., Theloke J., Uzbasic M., Honoré C. and Perrussel O., 2010: Discrepancies between top-down and bottom-up emission inventories of Megacities- The causes and relevance for modeling concentrations and exposure. Proc. of the 31st NATO/SPS ITM on Air Pollution Modelling and its Application, 27 Sept - 01 Oct, 2010, Torino, Italy.
5. Gavrilova Yu., A. Mahura, S. Smyshlayev, A. Baklanov, 2009: Thermal and Dynamical Urban Effects of Saint-Petersburg Metropolitan Area. MEGAPOLI Newsletters, n4, p.5, MEGAPOLI-NL04-09-09
6. Grell, G. and A. Baklanov, 2011: Integrated Modeling for Forecasting Weather and Air Quality: A Call for Fully Coupled Approaches. *Atmospheric Environment*, doi:10.1016/j.atmosenv.2011.01.017.
7. Francis, X. V, Sokhi, R. S (Eds), 2011: Synthesis of Results and Recommendations on KeyScience Questions and Use of Models According to Complexity, MEGAPOLI Scientific Report 11-23, MEGAPOLI-49-REP-2011-09, ISBN: 978-87-92731-28-9.
8. Hanninen, O., Alm, S., Katsouyanni, K., Kunzli, N., Maroni, M., Nieuwenhuijsen, M. J., Saarela, K., Sram, R. J., Zmirou, D., and Jantunen, M. J., 2004: The EXPOLIS Study: Implications for exposure research and environmental policy in Europe, *Journal of Exposure Analysis and Environmental Epidemiology*, 14, 440-456.
9. Hollingsworth, A., R.J. Engelen, C. Textor, A. Benedetti, O. Boucher, F. Chevallier, A. Dethof, H. Elbern, H. Eskes, J.Flemming, C. Granier, J.W. Kaiser, J. J. Morcrette, P. Rayner, V.-H Peuch, L. Rouil, M. Schultz, A. Simmons and the GEMS consortium, 2008: Toward a monitoring and forecasting system for atmospheric composition. The GEMS Project. *Bull. of the American Meteor. Soc.*, 89, doi:10.1175/2008BAMS2355.1,pg 1147-1164.

10. Mahura A., Baklanov A. (Eds.), 2010: Hierarchy of Urban Canopy Parameterisations for Different Scale Models. Deliverable D2.2, MEGAPOLI Scientific Report 10-04, MEGAPOLI-07-REP-2010-03, 50p, ISBN: 978-87-992924-7-9
11. Mazeikis, A., 2010: Enviro-HIRLAM urban effect studies for Vilnius. MEGAPOLI Newsletter, 9.
12. MEGAPOLI, 2008: MEGAPOLI Description of Work (2008-2011), Eds: A. Baklanov, M. Lawrence and S. Pandis. Copenhagen, ISBN: 978-87-992924-0-0, 150 p.
13. MEGAPOLI, 2011: Third Year MEGAPOLI Dissemination Report (MEGAPOLI Deliverable 9.4.3); MEGAPOLI Scientific Report 11-24, MEGAPOLI-50-REP-2011-10, 104p.
14. Moussiopoulos, N., J. Douros, G. Tsegas, E. Chourdakis, S.T. Ortiz, 2012: An approach for determining urban concentration increments, International Journal of Environment and Pollution, 50(1/2/3/4): 376-385, DOI: 10.1504/IJEP.2012.051208
15. Penenko, V., A. Baklanov, E. Tsvetova, A. Mahura, 2011: Direct and Inverse Problems in a Variational Concept of Environmental Modelling. Pure and Applied Geophysics, vol. 169, No 3/4, 2012.
16. Piringer, M., S. Joffre, A. Baklanov., A. Christen, M.Deserti, M.De Ridder, S.Emeis, P.Mestayer, M.Tombrou, D.Middleton,K.Baumannstanzer, A.Dandou, A.Karppinen, J.Burzynski, 2007: The surface energy balance and the mixing height in urban areas – activities and recommendations of COST Action 715, Bound.-Layer. Meteor., 124, 3-24.
17. Schlünzen K.H., Grawe D., Bohnenstengel S.I., Schlüter I., Koppmann R., 2011: Joint modelling of obstacle induced and mesoscale changes – current limits and challenges. J. Wind Eng. Ind. Aerodyn. 99, 217–225, doi: 10.1016/j.jweia.2011.01.009.
18. Schlünzen K.H., M. Haller (Eds), 2011: Evaluation of Integrated Tools. MEGAPOLI Scientific Report 11-03, MEGAPOLI-29-REP-2011-03, 51p, ISBN: 978-87-92731-07-4
19. Tsegas, G., Barmpas Ph., Douros I., and Moussiopoulos N., 2009: 'Implementation of efficient two-way mesoscale-microscale coupling using interpolating metamodels'. In: Steyn, D.G. and Rao, S.T. (eds.) Air Pollution Modeling and its Application XX, Springer Science, 33-37
20. Wagstrom K. M. and S. N. Pandis, 2011: Source-receptor relationships for fine particulate matter concentrations, Atmos. Environ., 45, 347-356.

**Совместные мультимасштабные модели взаимодействия метеорологических и климатических процессов и качества воздуха: результаты научного проекта "MEGAPOLI"**

**А.А. Бакланов и участники проекта "MEGAPOLI"**

*В статье на примере мегаполисов излагается концепция совместного мультимасштабного моделирования городской окружающей среды, которая рассматривает изменения климата, процессы, приводящие к загрязнению воздуха, и влияние всех этих процессов на здоровье человека. Представлен обзор совместных моделирующих систем для различных масштабов (от глобального до масштаба улицы), реализованных в европейском научном проекте "MEGAPOLI" в рамках FP7 и в некоторых последующих научно-исследовательских проектах.*

**Ключевые слова:** метеорологическая и химическая модели переноса, местный, городской и глобальный масштабы, мегаполисы, загрязнение атмосферы, городской климат, изменение климата, взаимодействия, обратные связи

**Сумісні мультимасштабні моделі взаємодії метеорологічних та кліматичних процесів та якості повітря: результати наукового проекту "MEGAPOLI"**

**А.А. Бакланов та учасники проекту "MEGAPOLI"**

*В статті на прикладі мегаполісів викладається концепція сумісного мультимасштабного моделювання міського довкілля, яка розглядає зміни клімату, процеси, що призводять до забруднення атмосфери, та вплив всіх цих процесів на здоров'я людини. Представлено огляд сумісних моделюючих систем для різних масштабів (від глобального до масштабу вулиці), які реалізовані в європейському науковому проекті "MEGAPOLI" в рамках FP7 та в деяких наступних науково-дослідницьких проектах.*

**Ключові слова:** метеорологічна та хімічна моделі переносу, місцевий, міський та глобальний масштаби, мегаполіси, забруднення атмосфери, міський клімат, зміни клімату, взаємодії, обернені зв'язки

**С.М. Сомова, к. т. н., В.Н. Попова\***

*Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации - Мировой центр данных» (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»), \*Росгидромет*

## **АНАЛИЗ РЕЖИМА НИЖНЕЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД БАРЕНЦЕВЫМ МОРЕМ**

*Рассматриваются результаты статистического анализа параметров основных форм нижней облачности над акваторией моря, приведены их месячный, годовой и сезонный ход. Для различных форм (С<sub>и</sub>-С<sub>б</sub>, N<sub>s</sub>, S<sub>c</sub>, S<sub>t</sub>) облачности нижнего яруса получены результаты расчетов повторяемостей количества облачности и высоты нижней границы облачности. Полученные количественные показатели, характеризующие облачные поля над акваторией моря, являются составной частью информации, используемой при моделировании облачности, а также при гидрометеорологическом обслуживании флотов.*

**Ключевые слова:** *облачность, облачность нижнего яруса, статистические характеристики, Баренцево море*

Баренцево море играет важную роль в арктической климатической системе, в формировании циклических колебаний различного временного и пространственного масштабов. Над его акваторией господствуют, в основном, воздушные массы арктического и атлантического происхождения.

Целью настоящей работы является исследование основных особенностей пространственно-временной изменчивости поля нижней облачности над Баренцевым морем.

В работах предыдущих лет [1, 3, 4], посвященных исследованию облачности над морем, все выводы основаны на данных береговых и островных станций, и только в незначительной части работ [2] с использованием наблюдений с судов погоды. Потребность в гидрометеорологической информации такого рода, прежде всего, связана с освоением шельфовой зоны северных морей, а также с изучением климата полярных областей и его изменений.

Поля облачности в атмосфере изучаются в основном визуально [1, 5]. В морской климатологии особое значение имеют две характеристики облаков: общее количество и высота нижней границы облачности. Повторяемость тех или иных балловых оценок количества облаков характеризует изменчивость поля облачности в конкретном районе моря. Многолетний ход количества облачности является одним из показателей изменчивости климата.

На основе банка данных «Морская аэрометеорология», который хранится в Госфонде ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», был сформирован специализированный массив данных за период с 1898 по 2001 годы для Баренцева моря объемом 1 124 000 наблюдений. Освещенность акватории Баренцева моря судовыми метеорологическими данными, содержащими сведения об облачности, приведена в таблице 1. В созданном массиве представлены срочные наблюдения за облачностью с дискретностью 3, 6 часов. Для параметров этого специализированного массива был проведен дополнительный логический контроль, по результатам которого было выявлено, что неточности в данных по облачности имели место в высоких широтах, и связаны, в основном, с наличием полярной ночи. Рассматривались характеристики общего количества облачности для двух широтных зон: южной части Баренцева моря (60<sup>0</sup> - 70<sup>0</sup> северной широты) – десятиградусные квадраты 363, 364, 365, где имеет место влияния суши, и центральной части моря (70<sup>0</sup> - 80<sup>0</sup> северной широты) – десятиградусные квадраты: 372, 373, 374, 375.

Таблица 1. Распределение числа наблюдений в квадратах Баренцева моря

Номер квадрата	Географические координаты (левый нижний - правый верхний угол)	Многолетний сезон				Многолетний год
		зима	весна	лето	осень	
363	60°N30°E - 70°N 40°E	5600	11373	9833	7726	34532
364	60°N40°E - 70°N 50°E	3025	3262	12305	11860	30452
365	60°N50°E - 70°N 60°E	567	1456	4039	4259	10321
371	70°N10°E - 80°N 20°E	82	259	1493	2109	3943
372	70°N20°E - 80°N 30°E	82	259	1493	2109	3943
373	70°N 30°E - 80°N 40°E	35642	62461	42937	35545	176585
374	70°N 40°E - 80°N 50°E	4502	4610	12300	11687	33099
375	70°N 50°E - 80°N 60°E	1431	1674	8821	10457	22383

В годовом ходе количества облачности над южной и центральной частями моря (Рис. 1) выявлена общая тенденция - наличие малооблачного июля. Однако отмечается большое разнообразие количества облачности над 365 квадратом (южная часть моря) и 375 квадратом (центральная часть моря). Эти акватории характеризуются малооблачной погодой с января по апрель месяц, среднее количество облачности 3-6 баллов, по-видимому, это влияние подстилающей поверхности (суши). Нужно отметить, что по данным сухопутных станций [1] в годовом ходе общей облачности максимум отмечается в летне-осенний (август-сентябрь) период, а минимум - в феврале - марте. Наши данные не подтверждают этот факт. Вероятно, не всегда можно распространять результаты анализа облачности, полученные по данным береговых и островных станций, на акватории морей.

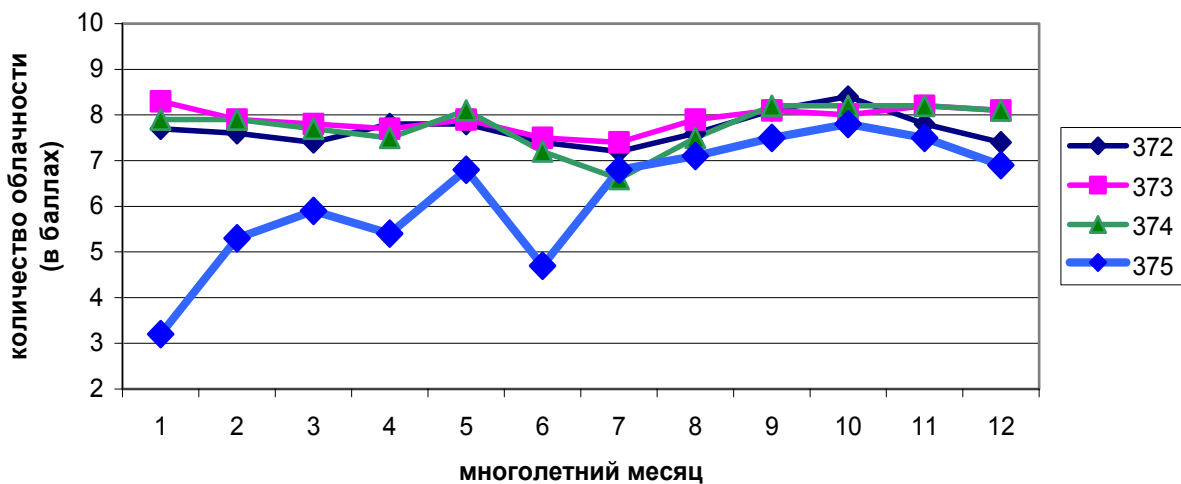


Рис. 1. Годовой ход среднего бала общей облачности для центральной части моря.

Среднеквадратическое отклонение параметра количество общей облачности мало изменяется по акватории центральной части моря и составляет 2,2 -3 балла в холодный период и 3,2-3,6 баллов в теплый (таблица 2). Несколько увеличено значение среднеквадратического отклонения для зимне-весеннего периода южной части моря и составляет 2,3-4,3 балла.

Таблица 2. Значения среднеквадратических отклонений ( $\sigma$ ) параметра: количество общей облачности, для многолетних месяцев

№ квадрата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
363	3,6	3,4	3,7	3,5	3,5	3,4	3,6	3,2	3,1	2,9	3,1	3,6
364	2,3	2,6	3,2	3,2	3	3,4	3,8	3,1	2,8	2,4	2,3	2,3
365	4,3	4,2	4,4	4,2	3,7	3,9	3,9	3,5	2,9	2,9	3,1	3,7
371	2,4	3,7	3,2	3,1	1,8	3,1	2,9	2,7	2,5	2,2	2,4	2,1
372	2,6	2,7	2,8	2,5	2,7	2,9	3,3	3	2,5	2,2	2,6	3
373	2,2	2,3	2,6	2,7	2,7	3	3,3	2,8	2,3	2,1	2,2	2,4
374	3	2,8	3,3	3,2	2,8	3,4	3,7	3,2	2,3	2,2	2,1	2,3
375	4,5	4,3	4,4	4,2	3,9	4	3,6	3,4	2,9	2,7	2,8	3,3

Наибольшую повторяемость над акваторией Баренцева моря имеет общая облачность количеством 9-10 баллов, и это проявляется как в годовом ходе, так и в пространственном распределении облачности по десятиградусным квадратам.

В работе были выполнены статистические расчеты для получения таблиц квантилей, позволяющих по заданному значению обеспеченности определить соответствующее значение параметра облачности. На рисунках 2, 3 и 4 представлено распределение количества общей облачности по квантилям для многолетних сезонов над 365, 373, 375 квадратами Баренцева моря. Как видно из рисунков, каждый квадрат характеризуется своим распределением количества облачности по многолетним сезонам. Однако при сравнении распределений характеристик количества общей облачности для квадратов южной (рис.4) и центральной (рис.5) частей моря обнаруживается некоторая схожесть в распределении этого параметра по сезонам. Это подтверждает зональный характер развития процессов, способствующих развитию облачности. Тем не менее, для квадратов 365 и 375 вдоль восточной границы моря имеется своя особенность. Очевидно, это указывает на преобладающую роль влияния на поле облачности неоднородности подстилающей поверхности (влияние ледяного покрова архипелага Новая Земля), а также меридиональных синоптических процессов, развивающихся над данной акваторией моря.

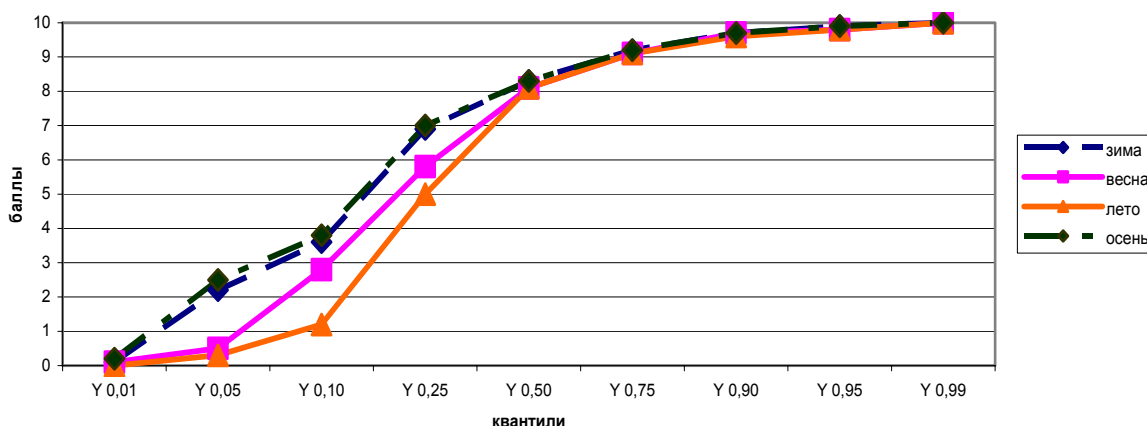


Рис. 2. График распределения количества общей облачности по квантилям для многолетних сезонов над 373 квадратом (центральная часть) Баренцева моря.

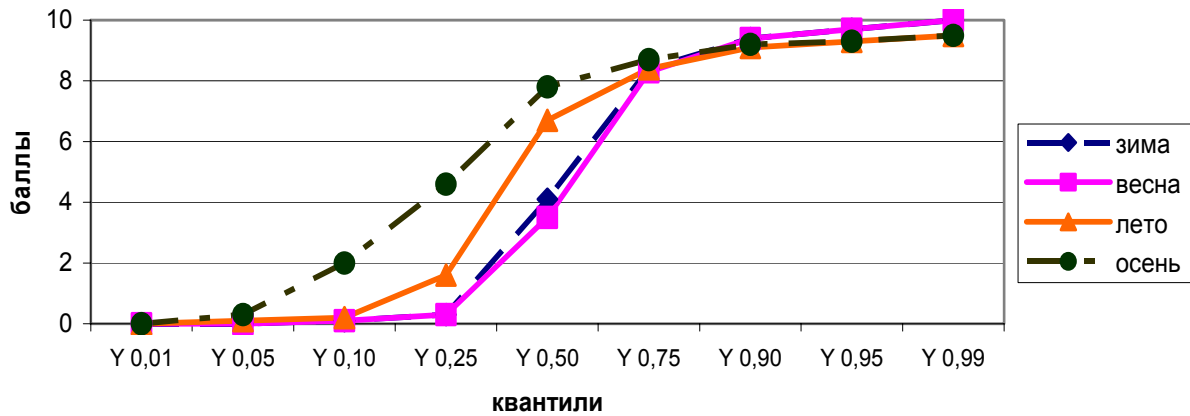


Рис. 3. График распределения количества общей облачности по квантилям для многолетних сезонов над 365 квадратом (южная часть) Баренцева моря.

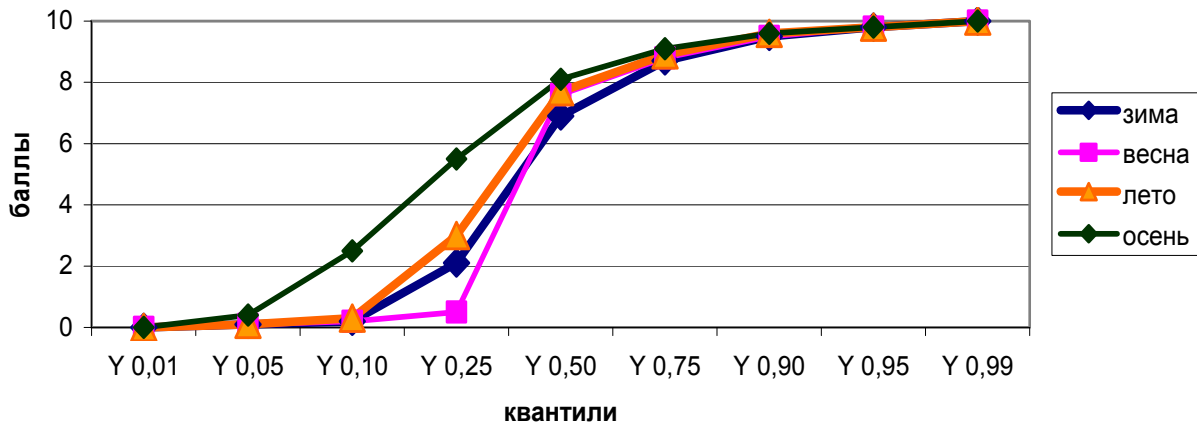


Рис. 4. График распределения количества общей облачности по квантилям для многолетних сезонов над 375 квадратом (центральная часть) Баренцева моря.

Проведенный статистический анализ позволяет установить основные закономерности в распределении количества и форм облаков нижнего яруса над морем. В данной работе осуществлена оценка статистических характеристик поля нижней облачности по судовым наблюдениям для следующих форм: слоистые (st), слоисто-кучевые (sc), слоисто-дождевые (ns) и кучевые (cu).

Годовой ход повторяемости различных форм нижней облачности (рис.5) указывает на то, что в течение года преобладает слоисто-кучевая форма облачности над акваторией моря с максимумом в весенне-летний период. В теплый период года создаются благоприятные термодинамические условия для формирования данного типа облачности: это - наибольшие отрицательные разности температур вода-воздух, наличие инверсий, а также развитие устойчивого антициклонического типа погоды. Анализируя график годового хода, видим, что повторяемость слоистых и кучевых облаков имеет обратный годовой ход. Кучевые облака чаще наблюдаются в холодный период года, а слоистые облака в теплый. Одни и те же природные условия способствуют развитию слоистых облаков, но препятствуют образованию кучевых.



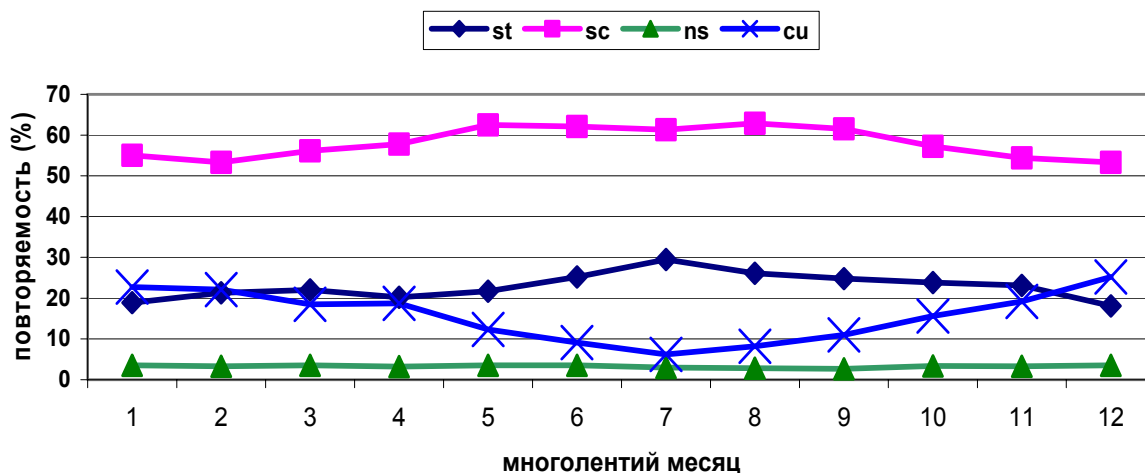


Рис. 5. Годовой ход повторяемости (%) форм нижней облачности над Баренцевым морем

В холодное время года основной причиной образования кучевой облачности является неоднородность подстилающей поверхности, теплые воды Нордкапского течения. Слоисто-дождевая форма облачности характеризуется наименьшей повторяемостью и отсутствием годового хода.

Анализ количественных характеристик различных форм облачности показал, что наибольшую повторяемость в годовом ходе имеет 9-10 бальная облачность. Слоистая облачность (90-96%) чаще наблюдается в летне-осенний период, когда воздух теплее воды. Для слоисто-дождевой облачности (80-85%) отмечается наибольшая повторяемость в зимне-весенний период. Повторяемость пасмурного неба, вызванная слоисто-кучевой и кучевой формой нижней облачности, в годовом ходе отмечается значительно реже в зимне-весенний период, но увеличивается в летне-осенний.

На рисунке 6 представлен годовой ход средней высоты нижней границы облачности, показывающий, что наиболее низкая облачность над Баренцевым морем наблюдается с сентября по декабрь месяц и составляет 500-800 метров. Февраль, март, июнь и июль характеризуются максимальной высотой облачности 1100-1300 метров.



Рис.6. Годовой ход средней высоты нижней границы облачности над Баренцевым морем

Распределение повторяемостей высоты нижней границы облачности по грациям для различных квадратов центральной и южной акваторий моря указывает на большую повторяемость облаков с высотой 300-600 метров и 600-1000 метров для

центральной части моря (рис.7). Высоты нижней границы облачности для всех форм облаков нижнего яруса заключаются в пределах 50-1500 метров.

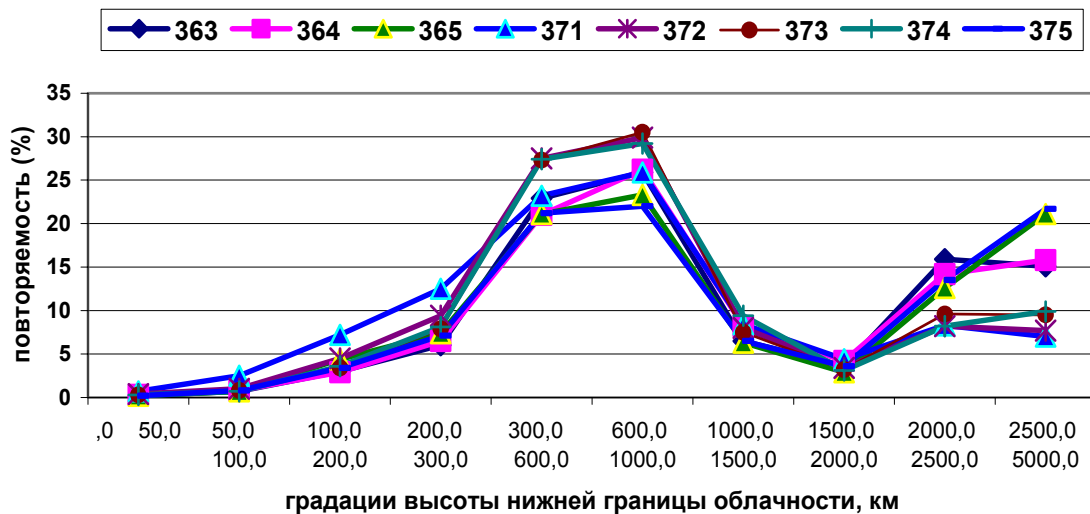


Рис. 7. Распределение повторяемостей высоты нижней границы облачности по градациям для квадратов Баренцева моря.

По нашим данным максимум повторяемости составляет 53-64 % для высот 600-1000 метров у слоисто-кучевых облаков, и 64-79 % для диапазона высот 300-600 метров для кучевых облаков. Слоисто-дождевые облака в диапазоне высот нижней границы 300-600 метров характеризуются повторяемостью, равной 46%. Диапазон высот 600-1000 метров для этой же облачности имеет повторяемость 41%. Наибольшая повторяемость, равная 66%, для слоистой облачности отмечается в диапазоне высот 300-600 метров и наблюдается в зимние месяцы. В весенне-осенний период слоистые облака отмечаются с высотой нижней границы 200 -300 метров (повторяемость 39%). Летом такая же облачность наблюдается в диапазоне высот от 0 до 50 метров и характеризуется повторяемостью всего 2%. Нужно отметить, что наибольшая повторяемость высоты нижней границы облачности для всех форм облаков нижнего яруса над Баренцевым морем составляют градации: 300-600 и 600-1000 метров.

Полученные результаты анализа многолетней изменчивости облачности над Баренцевым морем могут использоваться для проведения исследований и сравнительного анализа количественных оценок по ослаблению суммарной радиации облаками над сушей и над морем, при выполнении расчетов в математических моделях взаимодействия океана и атмосферы по определению возможных изменений климата.

### Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под редакцией *Ф.С. Терзиева*, Гидрометеиздат, 1990, 279 с.
2. Climatological characteristics of the low-level clouds over the Southern part of the Barents Sea. *B.M. Matkovsky, I.V. Pinaeva, V.N. Popova, K.B. Yudin*. Meteorology and Hydrology, ISSN 0130-2906, № 11, 1991, 7p.

3. Статистическая структура суммарной радиации, проходящей к поверхности океана, в условиях кучевой облачности. *Т.В.Кирилова, Р.Г. Тимановская, А.В. Гудименко.* Труды ГГО, вып. 388, Гидрометеиздат, 1977, 9с.
4. Изменчивость физических полей в атмосфере над океаном. *Под редакцией В.С. Самойленко,* Академия наук СССР. Институт океанологии им. П. П. Ширшова, Издательство «Наука», Москва 1983, 167 с.
5. Облачность в Баренцевом море и ее изменчивость. *Е.И. Александров, Н.Н. Брызгин, А.А. Дементьев.* Труды ААНИИ, т. 450, Гидрометеиздат, 2010, 11 с.

**С.М. Сомова, В.М.Попова**

**Аналіз режиму нижньої хмарності над Баренцевим морем**

*Розглядаються результати статистичного аналізу параметрів основних форм нижньої хмарності над акваторією моря, наведено їх місячний, річний і сезонний хід. Для різних форм (Cu-Cb, Ns, Sc, St) хмарності нижнього ярусу було отримано результати розрахунків повторюваностей кількості хмарності і висоти нижньої межі хмарності. Отримані кількісні показники, що характеризують хмарні поля над акваторією моря, є складовою частиною інформації, яка використовується при моделюванні хмарності, а також при гідрометеорологічному обслуговуванні флотів.*

**Ключові слова:** хмарність, хмарність нижнього ярусу, статистичні характеристики, Баренцево море

**S.M. Somova, V.N.Popova**

**Analysis of the conditions of low cloudiness over the Barents Sea**

*The results of statistical analysis of parameters of basic forms of low cloudiness over the sea water area are considered, their monthly, annual and seasonal behaviors are given. For different forms (Cu-Cb, Ns, Sc, St) of low level cloudiness the frequencies of cloudiness amount and height of low cloudiness boundary are obtained. The quantitative indexes, that characterize cloudiness fields over the sea water area, are the component part of information, used for the simulation of cloudiness, and also at hydrometeorological service of fleets.*

**Keywords:** cloudiness, low level cloudiness, statistical characteristics, Barents Sea

**Русин И.Н., д. геогр. н., проф., Ситдикова Ю.Р., магистр гидрометеорологии  
Санкт-Петербургский Государственный университет**

## **ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ РЕЛЬЕФА НА ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ГОРНОГО СКЛОНА**

*Изучены изменения составляющих теплового баланса урочища, рассчитанные по данным измерений на одной из его фаций. По цифровой модели рельефа с шагом 10 м участка горного склона проведены оценки, показывающие, что важную роль в формировании топоклимата играют затенение склонов и их ориентация, которые могут сильно различаться на расстоянии несколько метров.*

**Ключевые слова:** расчет, тепловой баланс, горный склон, затенение, ориентация склона

**Введение.** В настоящее время существует множество средств гидрометеорологических наблюдений: от спутниковых до традиционных наземных станционных. Однако дистанционные методы не имеют нужной точности восстановления метеорологических характеристик, а точечные методы не обладают достаточным пространственным охватом. Для того чтобы повысить точность дистанционных наблюдений, проводят их калибровку по наземным данным. Однако в районах со сложной структурой рельефа метеорологические величины характеризуются сильной пространственной изменчивостью, что существенно затрудняет как калибровку, так и последующую интерпретацию данных дистанционных наблюдений.

С точки зрения климатологии, измеренные в точке значения метеорологических величин в горных районах, отражают взаимодействие атмосферы с наименьшей единицей ландшафта – фацией [1], в то время как пространственная изменчивость метеорологических характеристик, прежде всего, определяется особенностями расположения аналогичных фаций на различных участках рельефа. Совокупность фаций, приуроченных к мезоформе рельефа, образует урочище [1]. Мезоформы горного рельефа состоят из вершин, долин и склонов. Эти элементы рельефа не одинаково освещаются солнцем, и поэтому их радиационный баланс оказывается различным, что влечет за собой и различие в формировании их теплового баланса. В настоящее время можно с достаточно высокой точностью рассчитать радиационный баланс склонов на основе цифровых моделей рельефа [2], поэтому можно проанализировать с помощью расчетов насколько сильно изменяются при переходе к масштабу урочища составляющие теплового баланса, полученные по данным измерений одной точке, характерной для составляющих его фаций. Рассмотрение этой задачи является целью данной работы.

**Данные и методология.** Предположим, что в одной точке фации, типичной для некоторого урочища, получены данные стандартных актинометрических наблюдений: прямая, рассеянная, отраженная и суммарная солнечная радиация, эффективное излучение и радиационный баланс. Наличие измерений суммарной и отраженной радиации позволяют считать известной такую важную характеристику подстилающей поверхности, как альбедо.

Для безоблачного неба коротковолновые составляющие радиационного баланса склона произвольной ориентации с учетом его затенения окружающими горами можно в настоящее время рассчитать достаточно точно [2]. Это позволяет вместо субъективно определяемого балла облачности вычислять в качестве характеристики влияния облачности на радиационный баланс отношение измеренного значения

коротковолнового баланса к значению, полученному путем расчета для безоблачного неба по формулам, описанным в работе. Эффективное излучение ( $G$ ) определяется как разность длинноволнового излучения серого тела и противоизлучения атмосферы, вычисляемого по формуле, предложенной в работе [3]. Расчет потока тепла в почву производились по методу, описанному в работе [4], который позволяет использовать данные произвольного количества почвенных термометров, установленных на произвольных глубинах наблюдений.

Для выполнения расчетов необходимо также цифровой модели рельефа рассматриваемой области с шагом по горизонтали не более первых десятков метров. Создание такой цифровой модели до настоящего времени представляет значительные трудности.

Для расчета турбулентных потоков тепла и влаги предположим, что в одной точке фации, типичной для некоторого урочища произведены стандартные градиентные метеорологические наблюдения. Это значит, что для заданной даты и времени в пункте с известными географическими координатами получены значения следующих метеорологических величин: температура воздуха на 2-х уровнях, относительная влажность воздуха на 2-х уровнях, скорость ветра на 2-х уровнях, приземное атмосферное давление, температура подстилающей поверхности, температура почвы на 4-х глубинах. Отбирая наблюдения, относящиеся к нейтральной стратификации, можно накопить достаточно данных для определения параметра шероховатости подстилающей поверхности [5]. Этот параметр также в дальнейшем считаем известным.

Расчет турбулентных потоков тепла и влаги по данным наблюдений является наиболее тонким и сложным. Дело в том, что из физических соображений на эти потоки налагаются два вида условий. Во-первых, они должны замыкать уравнение теплового баланса подстилающей поверхности:

$$P + LE = R. \quad (1)$$

Здесь  $P$  - турбулентный поток тепла,  $LE$  - затраты тепла на испарение,  $R$  - разность между радиационным балансом и потоком тепла в почву.

Во-вторых, знак турбулентных потоков всегда должен быть противоположен знаку вертикальных градиентов температуры и влажности:

$$P = -C_T \cdot \Delta u \cdot \Delta t \cdot C_p \cdot \rho, \quad (2)$$

$$LE = -C_T \cdot \Delta u \cdot \Delta q \cdot L \cdot \rho. \quad (3)$$

Здесь  $C_T$  - коэффициент турбулентного теплообмена,  $\rho$  - плотность воздуха,  $C_p$  - теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $L$  - скрытая теплота парообразования,  $z_1, z_2$  - высоты уровней наблюдений ( $z_2 > z_1$ ),  $\Delta u$ ,  $\Delta t$  и  $\Delta q$  - разности скоростей ветра, температур и массовых долей водяного пара между уровнями  $z_2$  и  $z_1$  соответственно.

Обычно турбулентные потоки тепла оценивают либо с помощью отношения Боуэна [5], либо используя формулы теории подобия Монино-Обухова [6]. Однако, как показано в работе [7] использование отношения Боуэна, хоть и удовлетворяет уравнению теплового баланса по построению, но очень чувствительно к погрешностям градиентных наблюдений и не во всех случаях реальных измерений приводит к значениям потоков, направленных против градиентов переносимых величин. С другой стороны, использование формул подобия всегда позволяет получить потоки,

направленные правильно, но, как показано в работе [8], эти потоки не замыкают уравнение теплового баланса.

Поэтому в расчетах применен метод расчета, учитывающий характер метеорологических данных. Он основан на том, что коэффициент теплообмена  $C_T$  может быть получен двумя способами. Во-первых, этот коэффициент может быть выражен через известные профильные функции  $\psi_m(z/L)$  для скорости ветра и  $\psi_h(z/L)$  для температуры и влажности [5]:

$$C_T(z_1, z_2, \Lambda) = \frac{\kappa^2}{\text{Pr} \left[ \ln \left( \frac{z_1}{z_2} \right) - \psi_m \left( \frac{z_1}{\Lambda} \right) + \psi_m \left( \frac{z_2}{\Lambda} \right) \right] \left[ \ln \left( \frac{z_1}{z_2} \right) - \psi_h \left( \frac{z_1}{\Lambda} \right) + \psi_h \left( \frac{z_2}{\Lambda} \right) \right]}, \quad (4)$$

Здесь характерный масштаб Монина-Обухова определяется с помощью итерационного процесса:

$$L^{k+1} = L_0 \frac{\ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_h \left( \frac{z_2}{\Lambda^k} \right) + \psi_h \left( \frac{z_1}{\Lambda^k} \right)}{\left[ \ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_m \left( \frac{z_2}{\Lambda^k} \right) + \psi_m \left( \frac{z_1}{\Lambda^k} \right) \right]^2} \quad \text{при} \quad L_0 = \frac{T}{\kappa g} \frac{\Delta U}{\Delta T}, \quad (5)$$

Во-вторых, коэффициент  $C_T$  может быть также определен, по аналогии с методом введения отношения Боуэна, и из уравнения теплового баланса подстилающей поверхности

$$C_T(z_1, z_2, L) = \frac{Rn}{c \cdot C_p \cdot Du \cdot \Delta t_e} \quad \text{при} \quad \Delta t_e = \Delta T + \frac{L}{C_p} \Delta q, \quad (6)$$

Причем величина  $\Delta t_e$  пропорциональна непосредственно измеряемой температуре смоченного термометра [5]:

$$\Delta T_e = \Delta T_{cm} [1 + a \cdot c \cdot E(T_{cm})], \quad a = \frac{0,622L}{C_p \cdot P}, \quad c = 0,0726 \cdot (1 - 0,082T). \quad (7)$$

Использование этого способа формулы позволяет существенно уменьшить роль погрешности исходных данных, по сравнению с методом, основанным на отношении Боуэна. В работе [5] показано, что в силу монотонного характера зависимости  $C_T(L)$ , зная значение  $C_T$ , можно с любой точностью найти  $L$ , не прибегая к итерациям.

Поскольку уравнение теплового баланса выполняется на деятельной поверхности, а наблюдения производятся на некоторой высоте над ней, то полученные по результатам наблюдений разности  $\Delta U$ ,  $\Delta T$  и  $\Delta q$  отражают и некоторое влияние адвекции. Вследствие этого возникают ситуации, когда технически более простой метод, основанный на уравнении (6), не применим. В этом случае следует вычислять параметр  $L$  и пользоваться формулами (4) - (5). На рис. 2 показана логическая схема принятия решения о способе расчета турбулентных потоков тепла и влаги по данным измерений с учетом возможного характера процессов энергообмена.

Для расчета влияния мезорельефа на тепловой баланс поверхности урочища использованы следующие предположения. Локальные свойства фаций, составляющих урочище, такие как альbedo, шероховатость, свойства почвенного покрова являются одинаковыми. Температура воздуха и давление изменяются с высотой как в политропной атмосфере с вертикальным градиентом температуры  $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Относительная влажность воздуха и скорость ветра на высоте 2 м над подстилающей поверхностью района не меняются и равны измеренным в точке значениям. Однако поскольку меняется расположение поверхности по отношению к солнцу, меняется также и радиационный баланс, температура подстилающей поверхности и устойчивость приземного слоя. Учет этих факторов произведен с использованием основанного на эмпирических данных и обоснованного Хольтслагом предположения [9,10], связывающего радиационный баланс поверхности ( $Rn$ ) и разность температур подстилающей поверхности ( $T_s$ ) и уровня  $z_2$  стандартных метеорологических наблюдений ( $T$ ):

$$T_s - T = a \cdot Rn, \quad (8)$$

Коэффициент  $a$  по Хольтслагу при температуре  $25^{\circ}\text{C}$  равен 0,002. Но в расчете он был определен по данным наблюдений в точке и использован без изменений для всего района.

Использование этих предположений позволяет рассчитывать составляющие теплового баланса поверхности урочища в соответствии с изменением мезорельефа и зависимым от него изменением коротковолнового баланса.

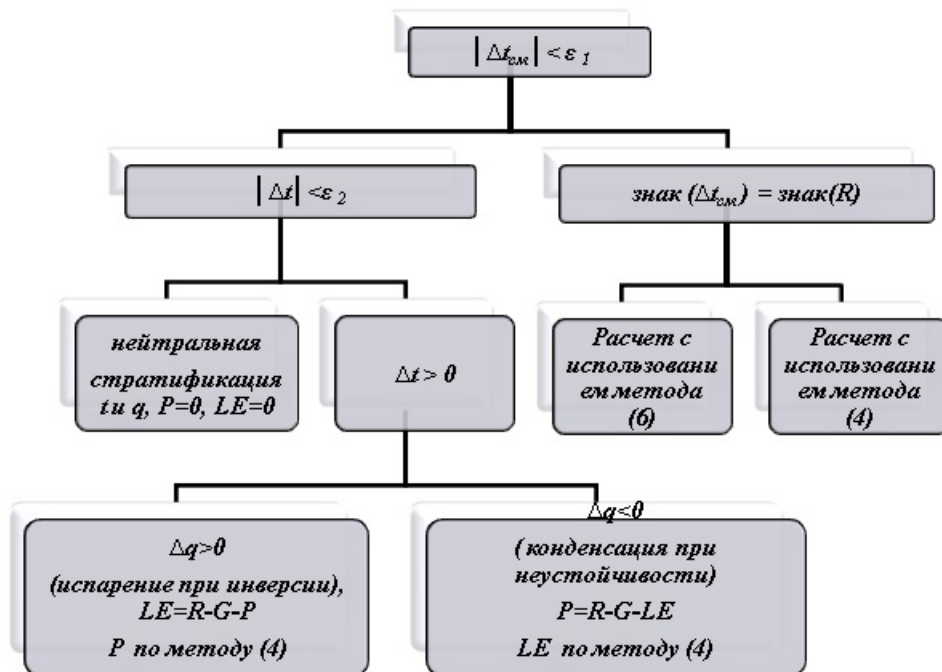


Рис 1. Классификация по данным измерений ситуаций при расчете турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение. Критерии и выбраны на основе погрешностей измерений температуры и в данной работе равны  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

**Результаты.** В качестве одного из примеров расчета по описанной выше методике на рис. 4 приведены карты распределения температуры поверхности, суммарной радиации и турбулентных потоков тепла и влаги для участка на территории заказника Большой Утриш Анапского района Краснодарского края. Для этой территории была произведена топографическая съемка местности участка 1x1 км с помощью GPS, топографической карты и барометрического нивелирования. Определены высоты и координаты характерных точек рельефа (минимумы, максимумы), а также положение и высота затеняющих проверочную точку высот. По измерениям была построена цифровая модель рельефа с шагом 10 метров по обеим координатам (рис. 1). Участок представляет собой горный склон с сильно изрезанным мезорельефом, имеющим поверхности различной ориентации и небольшую впадину. Перепад высот на участке составил 350 м. Данные, использованные для построения рис. 3, взяты из наблюдений за период с 4 по 22 августа 2010.

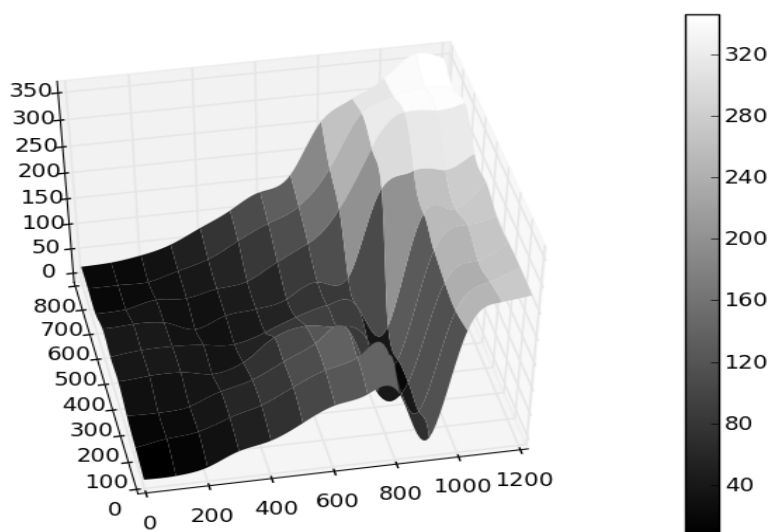


Рис.2. Цифровая модель рельефа исследуемой территории

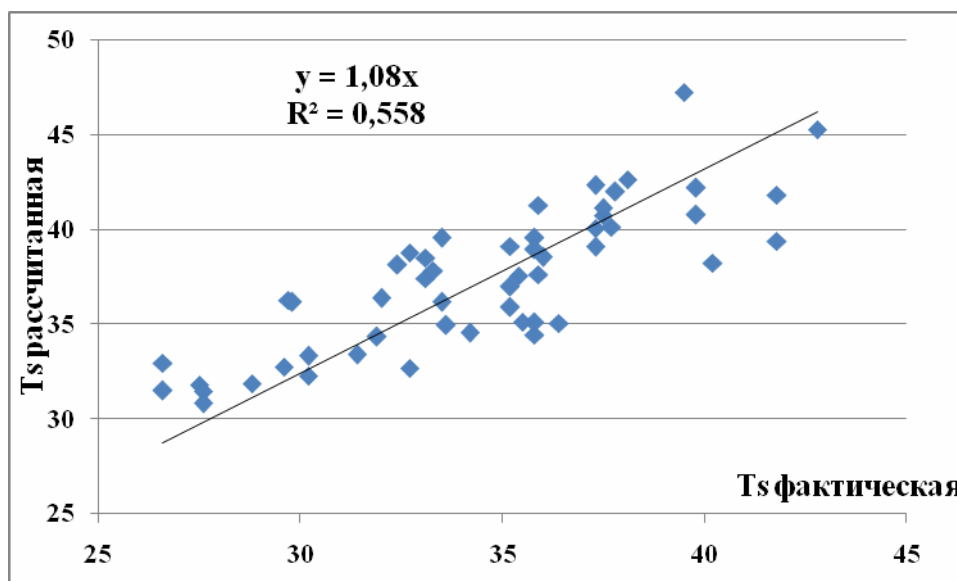


Рис 3. Диаграмма рассеяния вычисленных значений температуры поверхности по сравнению с измеренными в контрольной точке.



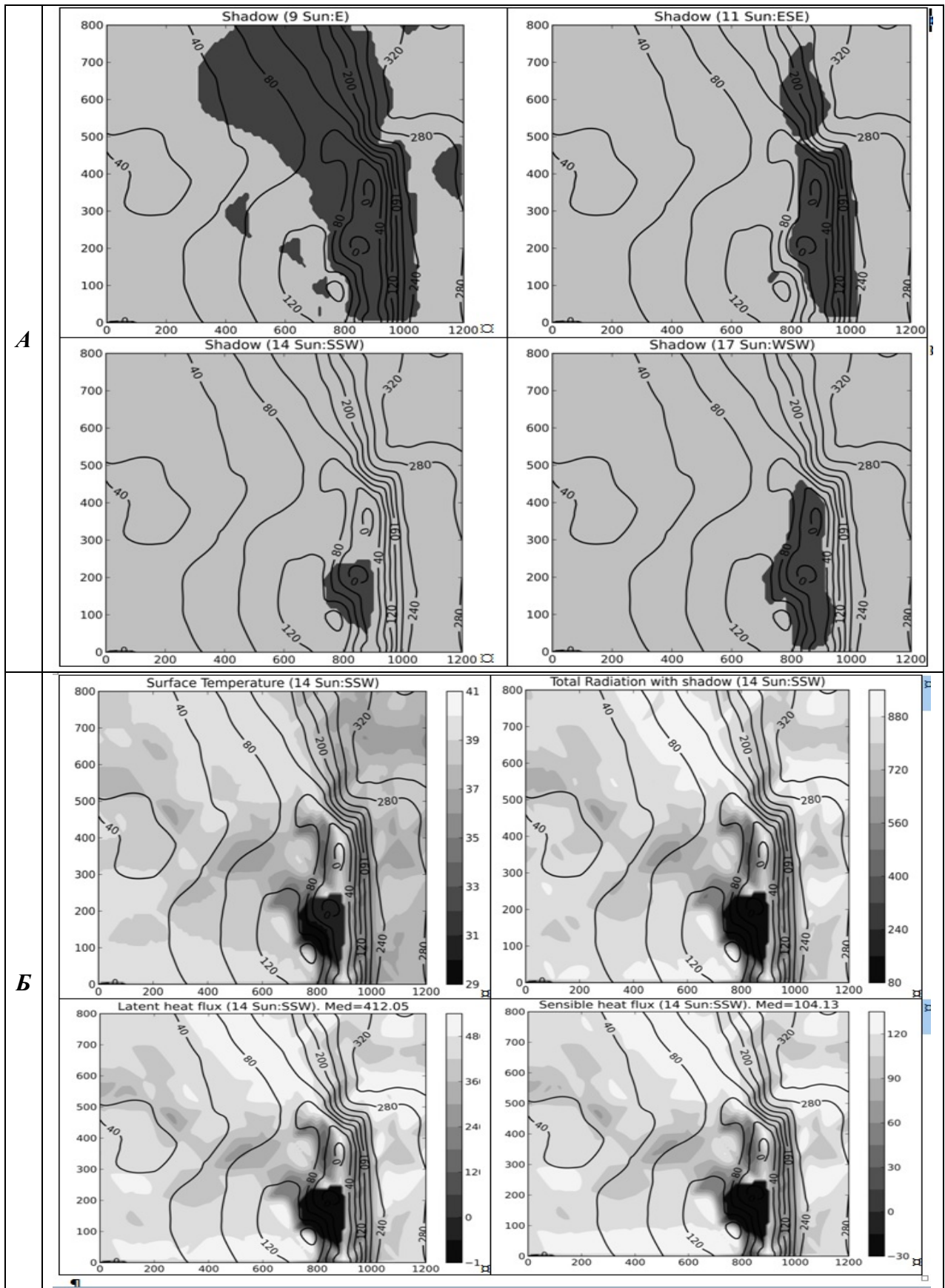


Рис 4. Результаты расчетов распределения по участку теней в дневные сроки (А) и составляющих теплового баланса в полдень местного времени (Б). Изолинии – высота рельефа.

Для контроля за качеством расчета, кроме основной точки наблюдений, использована контрольная. Точки были расположены на высоте 49м и 47м над уровнем моря, на расстоянии 400 метров друг от друга. Угол наклона склона в точках был примерно одинаков ( $14,5^\circ$  и  $19^\circ$ ). Основная точка находилась на северо-западном склоне, а контрольная - на юго-западном склоне мезорельефа. На рис. 3 показано, как согласуются результаты расчета и данные измерений в контрольной точке. Качество согласование не высокое, но с учетом простоты метода воспроизведения его можно признать приемлемым для первичных оценок.

На основе принятой методики были проведены расчеты составляющих теплового баланса поверхности участка. На рис 4 приведен пример пространственного распределения составляющих теплового баланса 14ч 30 м местного времени 5 августа 2010 г. Во время наблюдений развивалась конвективная облачность. Относительная влажность воздуха составляла 60%, скорость ветра на уровне 2 м была равной 2 м/с. На этом же рисунке показана эволюция затенения в течение этого дня.

**Обсуждение.** Рис. 4А позволяет проиллюстрировать важнейшую роль фактора затенения в формировании теплового баланса урочища. Режим затенения зависит от положения солнца и мезо и макрорельефа. Эффект макрорельефа (основной горный хребет на западе) наиболее четко прослеживается в утренние часы, однако эффект мезорельефа (сравнительно неглубокая долина) имеет место в течение всего дня. Эффект затенения отчетливо проявляется в изменчивости значений температуры поверхности. Разница температур на наиболее благоприятных для освещения солнцем по наклону и ориентации склонов достигает в полдень при минимальном влиянии тени  $10^\circ\text{C}$ , что вполне сравнимо с амплитудой суточного хода температуры. Эта разница, несколько меняясь по значениям, сохраняется в течение суток и, безусловно, является ключевым фактором формирования микроклиматических различий участка.

Затенение создает главный контраст в значениях поступающей на землю солнечной радиации. Таким образом оно влияет и на турбулентные потоки. В мезомасштабной долине (балке) даже днем радиационный баланс оказывается отрицательным, создается инверсия, испарение уменьшается, а турбулентный поток тепла направлен к земле. В этих условиях, вероятно, следует учитывать возникновение микроциркуляции воздуха. Однако не только затенение формирует микрометеорологические градиенты потоков. Если принять за погрешность наблюдений и расчетов значение  $10 \text{ Вт/м}^2$ , то большие этой погрешности различия в значениях турбулентных потоков видны на рис 4Б. Мы связываем их с различной ориентацией мезосклонов, так как наклоны мезосклонов близки к наклону основного склона, на котором расположен участок.

**Заключение.** Солнечное излучение является доминирующим компонентом энергетического баланса поверхности. Угол наклона и ориентация склона определяют его освещенность. В сильно пересеченной местности они могут сильно различаться на расстоянии нескольких метров, а значит, могут генерировать изменчивость мелкомасштабных особенностей теплового баланса. Однако получить количественные оценки соответствующих микроклиматически градиентов в реальных условиях не просто. Этому препятствуют и изменения синоптической ситуации, и возможные местные, и региональные различия в облачном покрове, и пестрота локальных характеристик реальных подстилающих поверхностей.

До настоящего времени остается неясным, в какой степени топоклимат определяется различиями в приходе радиации на склоны и какова роль таких факторов, как характер и увлажненность почвы и особенности растительного покрова. В представленной работе сделана попытка приблизиться к ответу на этот вопрос, путем моделирования изменчивости метеорологических полей у поверхности земли для

участка сильно пересеченной местности с одинаковыми свойствами подстилающей поверхности. Несмотря на то, что пока не удалось учесть все известные виды влияния топографии на формирование локальных значений метеорологических характеристик, проведенные исследования позволили продемонстрировать сильную зависимость составляющих теплового баланса от мезоформ рельефа местности. Продолжение работ в этом направлении позволит получить полезные для микроклиматологии количественные оценки.

### Литература

1. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование (учебник для вузов). М.: Высшая школа, 1991. 366 с.
2. Русин И.Н., Пикалева А.А. Влияние затенения на радиационный баланс горного ледника. Вестник СПбГУ, Серия 7, 2012, вып.2.
3. Русин И.Н. Обоснование формул для противоизлучения атмосферы при ясном небе. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2010, №17, с.32-40.
4. Русин И.Н., Куканова Е.А. Оценка в реальном времени потока тепла в почву по данным почвенных термометров. Научный диалог. – 2012. – № 7 : Естествознание и экология. – С. 98–112.  
[http://www.nauka-dialog.ru/nauchnyj\\_dialog\\_vypusk\\_7\\_estestvoznanie\\_i\\_ekologija](http://www.nauka-dialog.ru/nauchnyj_dialog_vypusk_7_estestvoznanie_i_ekologija)
5. Русин И.Н. Оценка масштаба Монино-Обухова по данным градиентных наблюдений с учетом выполнения уравнения теплового баланса поверхности. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2011, №21, с.75-85.
6. De Bruin H. A. R., Ronda R.J., van de Wiel B.J.H.: 2000. Approximate solutions for the Obukhov length and the surface fluxes in terms of bulk richardson numbers . Boundary-Layer Meteorology. 95: 145–157 pp.
7. Bertela M.:1989. Inconsistent surface flux partitioning by the Bowen ratio method,. Boundary-Layer Meteorology. 49: 149–167 pp.
8. Foken T. 2008. The energy balance closure problem: an overview. Ecol Appl. 2008 Sep;18(6):1351-67 pp.
9. Holtslag, A.M, van Ulden, AP.: 1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. J Climate Appl. Meteorol. 22: 517–529.
10. Bennie J., Huntley B., Wiltshire A., O. Hil M., Baxter R. 2008. Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. Ecological modeling. 216: 47-59 pp.

#### Оцінка впливу мінливості рельєфу на тепловий баланс гірського схилу

Русин І.М., Ситдикова Ю.Р.

Вивчено зміни складових теплового балансу урочища, розраховані за даними вимірювань на одній з його фацій. По цифровій моделі рельєфу з кроком 10 м ділянки гірського схилу було проведено оцінки, які показують, що важливу роль у формуванні топоклімату грають затінювання схилів і їх орієнтація, які можуть сильно розрізнятися на відстані декількох метрів.

**Ключові слова:** розрахунок, тепловий баланс, гірський схил, затінювання, орієнтація схилу

#### Estimation of influence of relief changeability on thermal balance of mountain slope

Rusin I.N., Sitdikova Yu.R.

The changes of thermal balance components of specific geographic area, estimated from data of measuring on one of its facies, are studied. Estimations, carried out with the step of 10 m on the basis of the digital relief model of part of the mountain slope, show that shadowing of slopes and slope orientation, which can strongly differentiate in the distance of a few meters, play important part in forming of topoclimate.

**Keywords:** computation, thermal balance, mountain slope, shadowing, slope orientation

**И.Л. Маринин**, к.геогр.н., **О.Р. Драничер**, асп.  
Одесский государственный экологический университет

## НЕКОТОРЫЕ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ОСТРОВА ТЕПЛА Г.ОДЕССА

*Выполнена оценка характеристик острова тепла г.Одесса путем сравнения температуры воздуха на 15 пунктах наблюдений, 9 из которых расположены в черте города. Ряд наблюдений составил 45 месяцев. Обсуждаются вопросы выбора станций, сроков наблюдений и обеспечения однородности данных. Полученные результаты указывают на систематическое наличие острова тепла интенсивностью 2,9 °С, причем городская среда в среднем теплее сельской местности на 1,3 °С. Учет прибрежных станций, измерения которых отражают влияние моря, приводит к занижению указанных параметров на 0,5°С.*

**Ключевые слова:** приземная температура воздуха, городской остров тепла, термический режим

**Введение.** Характерным атрибутом современных городов является остров тепла города (ОТГ), который проявляется в виде области повышенных значений температуры воздуха над районами городской застройки. Физические механизмы, приводящие к его образованию, в основном изученные к середине 80-х годов [2–7], в общих чертах сводятся к следующему.

1. Городская застройка, стилизуемая «каньонами», существенно изменяет радиационный режим поверхности во всех спектральных интервалах. В течение дня солнечная энергия улавливается многократным отражением и переизлучением от поверхностей зданий и тротуаров, а уходящая радиация частично поглощается зданиями и термодинамическими активными примесями, концентрация которых в городской атмосфере значительно повышена.

2. Город характеризуется преобладанием искусственных поверхностей (асфальт, кирпич, бетон), теплоемкость и теплопроводность, и, как следствие, суточный ход температуры которых существенно отличается от естественных.

3. Этот же фактор приводит к уменьшению эвапотранспирации и испарения в городе, в результате чего город накапливает большее количество тепла, чем природная местность. Кроме того, сток в городе значительно выше и происходит быстрее.

4. По некоторым оценкам [7], приблизительно треть энергетического баланса города составляют антропогенные источники тепла как продукт деятельности транспорта, промышленности и жилищно-коммунального хозяйства.

Таким образом, городская подстилающая поверхность по сравнению с пригородной является более теплой и сухой. В светлое время суток она запасает некоторое количество тепла, а ночью отдает его окружающему воздуху.

Перечисленные выше физические факторы при определенных условиях также могут создавать пониженный фон температуры над городской застройкой, называемый иногда островом холода или ОТГ отрицательного знака. В частности, это бывает утром при ясном небе, когда городские каньоны прогреваются с запаздыванием относительно ровной сельской местности.

Из ранних наблюдений [1] известно, что распределение температуры воздуха в г.Одесса характеризуется значительной неоднородностью. В зависимости от типа погоды, времени суток и сезона значение наибольшей разности средних месячных температур в пределах города изменяется от 0,2 до 3,7 °С.

**Целью** данного исследования является оценка характеристик острова тепла г. Одесса.

**Материалы и методы исследования.** В настоящей работе производится оценка характеристик острова тепла г.Одесса традиционным способом, то есть посредством

сравнения наблюдаемой температуры воздуха в г.Одесса и за городом. Подобные исследования проводились во множестве различных городов мира. Библиография этой проблемы чрезвычайно велика, некоторые обзоры можно найти, например, в [3, 7, 11]. Однако, несмотря на обилие научных подходов и экспериментального материала, ряд принципиальных вопросов до сих пор находится в стадии решения. Одним из них является обеспечение однородности рядов наблюдений. Для корректной идентификации острова тепла необходимо, во-первых, выбрать оптимальную и постоянную конфигурацию кластера станций наблюдения, и, во-вторых, обеспечить однородность данных наблюдений на всех станциях кластера. Это означает, что данные должны быть однородными, выполненными на единой измерительной базе, на одной реперной высоте и в один момент времени. Первая проблема обусловлена тем, что городская и пригородные зоны находятся в тесном динамическом взаимодействии, влияния которой необходимо избежать при выявлении ОТГ. Например, исследование ОТГ в Вене (Австрия) проводилось на трех внутригородских, трех пригородных и трех удаленных станциях [10]. Вторая проблема затрагивает множество исследований, поскольку в большинстве случаев технические возможности наблюдений не обеспечивают соблюдения всех необходимых требований [13], в особенности при рассмотрении многолетних реализаций климатических параметров.

В нашем исследовании кластер станций состоял из городской сети, станций, условно называемых пригородными, и удаленных станций (рис.1). Городская сеть состояла из 8 контрольно-замерных пунктов чистоты атмосферного воздуха "ПОСТ-1" (КЗП), распределенных по городу в соответствии с программой мониторинга чистоты воздуха, а также обсерватории г.Одесса. К пригородным станциям были отнесены АМСГ и порт Одесса. Станциями, удаленными от города, были выбраны Раздельная, Сербка, порт Ильичевск и порт Южный. Осредненное по портовым станциям за каждый срок значение температуры воздуха было принято в качестве оценки температуры над морем  $\bar{T}_S$ . За температуру над городом  $\bar{T}_U$  принималась средняя температура воздуха по КЗП и ст. Одесса-обсерватория. Температура над сушей  $\bar{T}_L$  рассчитывалась как среднее по остальным пригородным и удаленным станциям. Осреднение значений по нескольким станциям позволяет снизить ошибку, связанную с возможностью неадекватного выбора станции для сравнения температуры воздуха в городе.

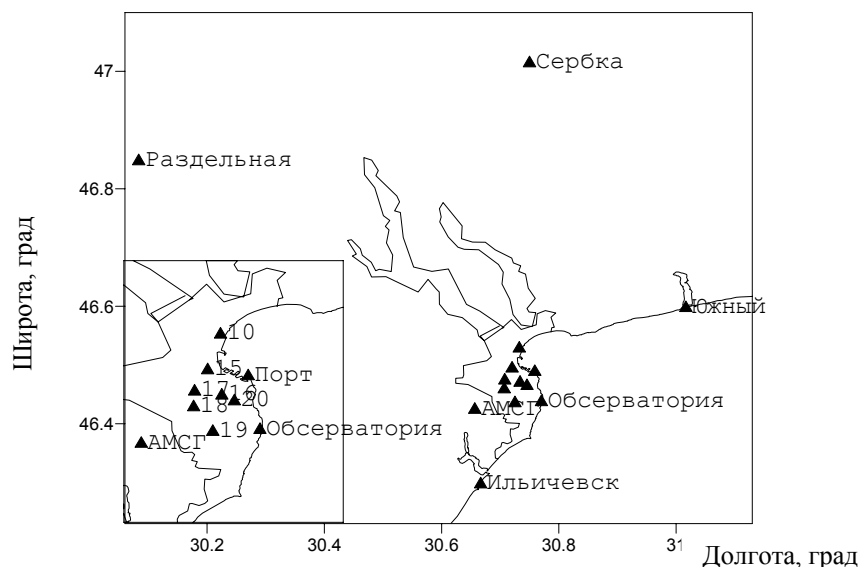


Рис.1 - Расположение станций и постов.

Ряд данных включал измерения температуры воздуха на стандартной высоте за период с января 2002 г. по сентябрь 2005 г. в сроки 07 и 19 ч местного времени на КЗП и, соответственно, 06 и 18 UTC на метеостанциях. За столь короткий период времени ни метеостанции, ни посты не изменяли своего местоположения и высоты измерений. Таким образом, с точки зрения геометрической конфигурации кластера станций, данные можно считать однородными. Однако необходимо учесть временной сдвиг между измерениями на постах и на станциях. Такого рода синхронизация исследователями проводилась не всегда (например, [14]). В то же время ОТГ наиболее развит в условиях малооблачной погоды, когда суточный ход величин хорошо выражен, и асинхронность данных приводит к заметным ошибкам [13].

Для синхронизации данных по КЗП и метеорологическим станциям были рассчитаны поправки к значениям температуры воздуха на станциях для приведения ее к срокам 07 и 19 ч местного времени. Для удаленных от моря станций эти поправки были рассчитаны с помощью климатического справочника [8]. Эти же поправки были рассчитаны независимо по данным термографа обсерватории Одесса за весь исследуемый период. Сравнение поправок, полученных разными методами, показывает, что они значительно отличаются друг от друга (рис.2). Очевидно, в этом проявляется влияние моря, находящегося в непосредственной близости от места наблюдения, которое сглаживает суточный ход температуры воздуха в прибрежной зоне [1]. Исходя из этого, для коррекции значений температуры портовых станций, а также обсерватории, использовались поправки, рассчитанные с помощью [8], а для остальных станций – по данным термографа.

**Результаты исследования и их анализ.** Температурные контрасты на границах города ярче всего проявляются в вечерние часы, непосредственно перед закатом и после него, а также утром. Днем даже в солнечную безветренную погоду различие температур между городом и сельской местностью обычно незначительно, но быстро увеличивается после захода солнца и сохраняется в течение всей ночи (рис.3). В большом мегаполисе остров тепла существует и в дневное время, хотя значительные различия, в основном положительные, наблюдаются ночью.

Суточный ход ОТГ, согласно ряду исследований [11], различен летом и зимой. В зимний сезон максимум развития острова тепла приходится примерно на 21 ч. Затем его интенсивность постепенно уменьшается вплоть до 13 ч следующего дня. В теплое время года днем до 17 ч значения температуры в городе и в сельской местности практически не отличаются, а затем вследствие охлаждения воздуха в сельской местности разность температур возрастает.

Таким образом, привлеченные данные могут использоваться для оценки характеристик развитых ОТГ, так как сроки наблюдений (07 и 19 ч) близки к характерному времени их максимального развития, в частности, 07 ч для острова холода и 19 ч для острова тепла. Если же рассматривать ОТГ как осредненную за сутки разность температур в городе и за городом, то этих данных недостаточно.

Для выявления ОТГ были проанализированы его интегральные характеристики, рассчитываемые для каждого срока наблюдений. Основной характеристикой ОТГ является его интенсивность  $\Delta T_L$ , определяемая как разность максимального (или минимального в случае острова холода) значения температуры воздуха в городе  $T_{U \max}$  и средней температуры воздуха за городом  $\bar{T}_L$ :

$$\Delta T_L = T_{U \max} - \bar{T}_L. \quad (1)$$

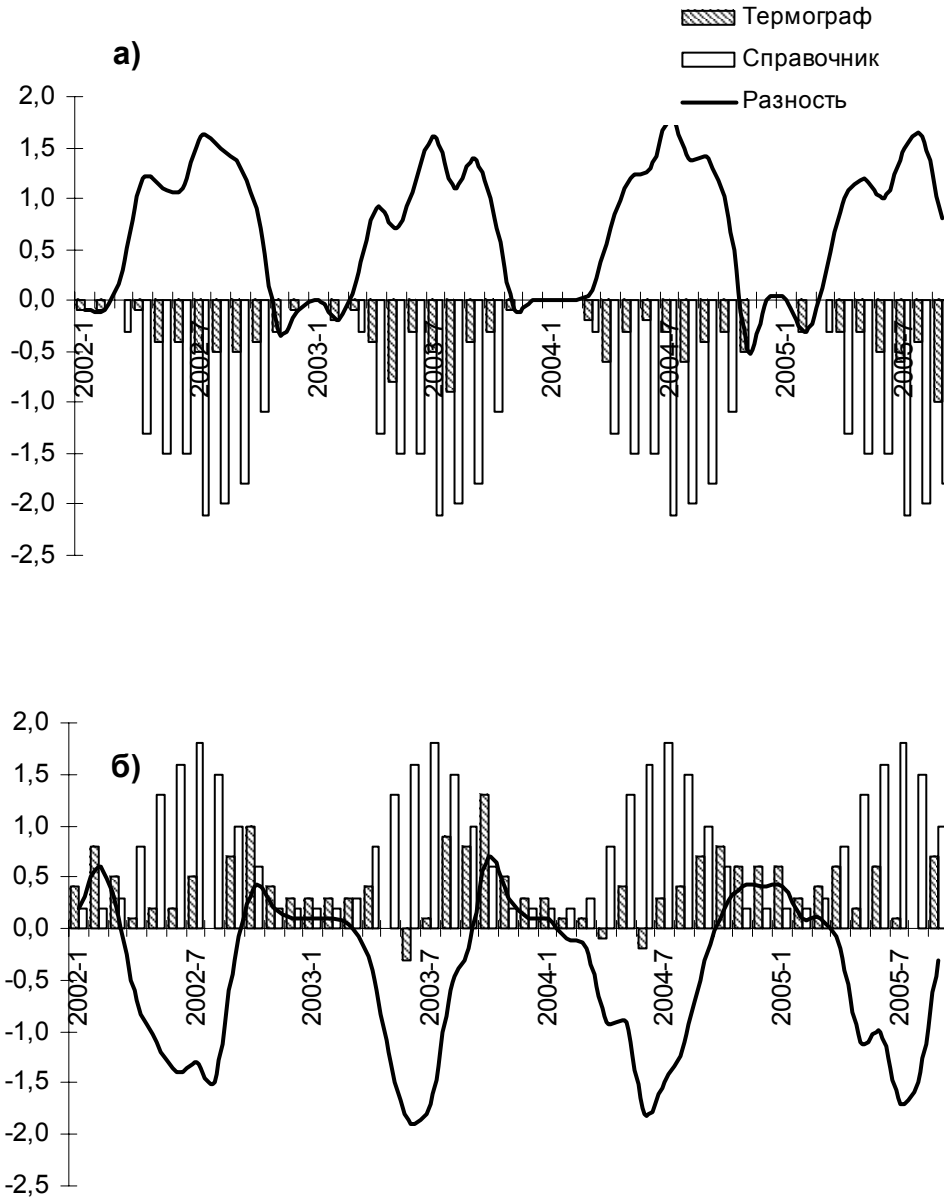


Рис.2 – Поправки к значению температуры воздуха по данным [8], по анализу записей термографа и разность между ними в 06 UTC (а) и 18 UTC (б).

ОТГ проявляется в виде области замкнутых изотерм над городом. Над крупными городами остров тепла с некоторым приближением однороден по горизонтали. Это позволяет выделить так называемое «плато», покрывающее большую часть города, величина которого примерно равна осредненному по территории города значению температуры, а также его «пик» в центре (область экстремальных значений температуры) и «утесы» по краям (области повышенных горизонтальных градиентов температуры на границах города) [8]. Характеристикой «плато» ОТГ  $\Delta \bar{T}_L$  является разность средних значений температуры воздуха в городе  $\bar{T}_U$  и за городом  $\bar{T}_L$ :

$$\Delta \bar{T}_L = \bar{T}_U - \bar{T}_L. \quad (2)$$

Учитывая глубину проникновения непосредственного воздействия моря на температурный режим побережья [1], для оценки  $\bar{T}_L$  были использованы станции Раздельная, Сербка и АМСГ.

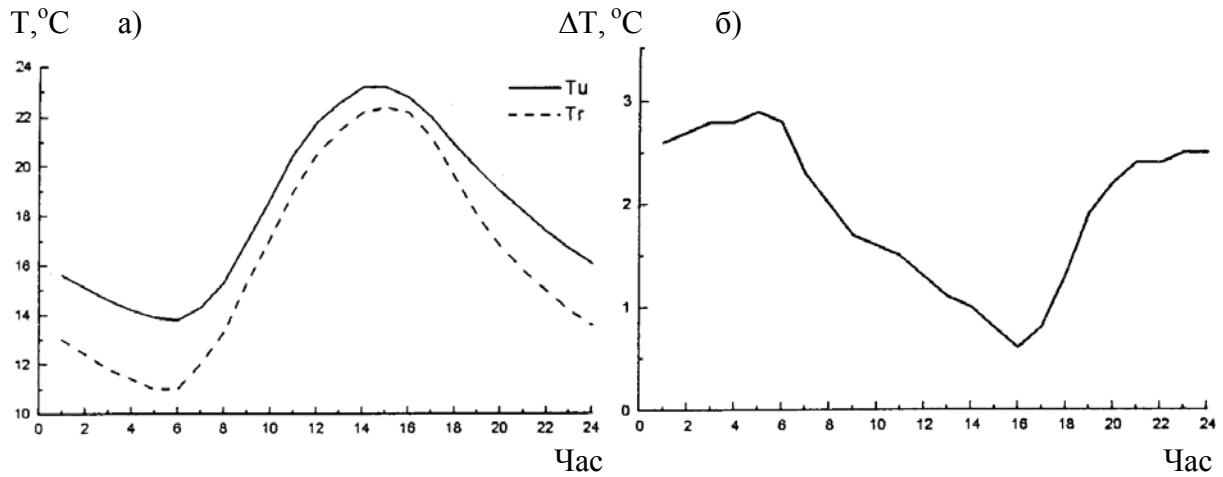


Рис.3 – Суточный ход температуры воздуха в городе (Tu) и в сельской местности (Tr) (а) и суточный ход разности этих значений (б) [12].

Обычно ОТГ определяется по контрасту температур над городом и окружающей город сельской местностью. Эти параметры позволяют судить о температурном режиме городской среды, представляют практический интерес и могут учитываться в хозяйственной деятельности. Однако значительная часть пригородной области г.Одесса является акваторией, температурный режим которой является существенно иным. Учесть этот фактор можно, сравнивая температуру воздуха в городе с осредненным значением по всем окружающим город станциям  $\bar{T}_E$ :

$$\Delta T_E = T_{U \max} - \bar{T}_E, \quad (3)$$

$$\Delta \bar{T}_E = \bar{T}_U - \bar{T}_E, \quad (4)$$

где  $\Delta T_E$  – аналог интенсивности ОТГ, а  $\Delta \bar{T}_E$  – его средней величины («плато»). Отрицательные значения введенных параметров указывают на остров холода (табл. 1).

Таблица 1 – Параметры острова тепла г. Одесса

	Мин	Макс	Среднее*	Геом.среднее*	СКО	Асим	Эксц.
$\Delta T_L$	-5,6	13,7	$2,82 \pm 0,05$ (2,72–2,91)	2,57 (2,48–2,66)	1,78	0,28	2,74
$\Delta \bar{T}_L$			$1,30 \pm 0,04$ (1,23–1,37)	1,35 (1,27–1,39)	1,32	-0,78	6,54
$\Delta T_E$	-3,5	12,9	$2,35 \pm 0,04$ (2,26–2,43)	2,07 (1,99–2,15)	1,57	0,65	2,70
$\Delta \bar{T}_E$			$0,81 \pm 0,03$ (0,76–0,86)	0,88 (0,84–0,92)	0,96	-0,23	2,84

(\*) В скобках указаны границы доверительных интервалов 95%



Таким образом, в период с января 2002 г. по сентябрь 2005 г. воздух над городской территорией в среднем был теплее воздуха в сельской местности на 1,3 °С, а средняя интенсивность ОТГ составила 2,8 °С. Распределения этих параметров островершинные, квазисимметричные (рис.4). Приведены также графики нормального распределения; гипотеза об их соответствии наблюдаемым распределениям отклоняется.

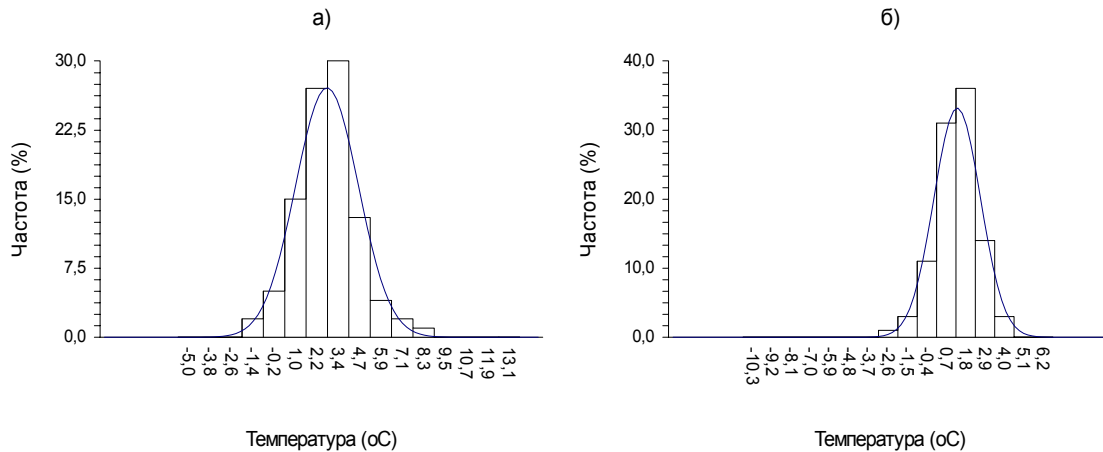


Рис.4 – Гистограммы распределения параметров: а)  $\Delta T_L$ , б)  $\overline{\Delta T_L}$ .

Интенсивность и средняя величина ОТГ, полученные с учетом прибрежных станций, оказались ниже примерно на 0,5 °С по сравнению с расчетом относительно температуры воздуха над сушей. Это свидетельствует о том, что за период наблюдения воздух над морем был часто теплее воздуха над сушей. В целом, влияние моря приводит к уменьшению температурных контрастов температуры города и пригорода. Диапазоны изменения параметров ОТГ сужаются, в особенности со стороны минимальных значений (табл.1): если максимальная интенсивность острова холода относительно средней температуры по всем станциям составляет –3,5 °С, то относительно суши город может быть холоднее до –5,6 °С.

Осредненный годовой ход параметров ОТГ показывает, что в целом воздух над городской подстилающей поверхностью теплее воздуха окружающей естественной поверхности в течение всего года, однако остров тепла наименее выражен в мае–июле, а наиболее – в октябре (рис.5). Это подтверждается рядом исследований, в частности [9, 10].

Возможными причинами являются: сезонная интенсификация антропогенных источников тепла, влияние городского озеленения на радиационный, тепловой и влажностный режим городского пограничного слоя в теплое время года, режим ветра, облачности и осадков. Еще один фактор формального характера обусловлен характером исходных данных. Поскольку интенсивность ОТГ рассчитывалась осреднением параметров по обоим срокам, можно предположить, что помимо годового хода антропогенных источников тепла, летнее уменьшение интенсивности объясняется также интенсификацией острова холода. Известно [9], что остров холода максимален весной, а остров тепла – осенью и зимой.

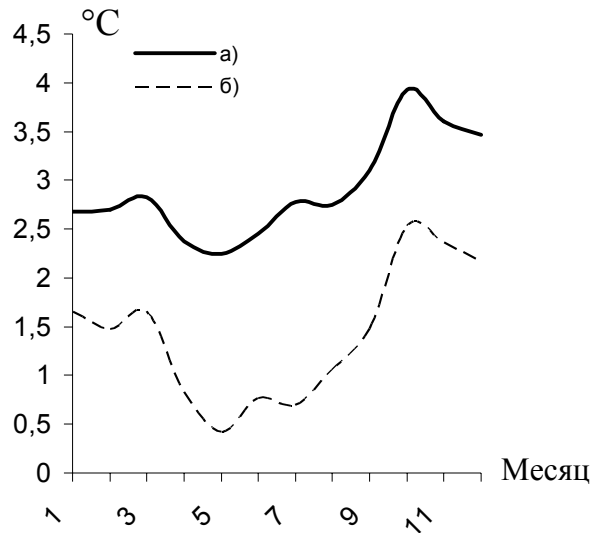


Рис. 5 – Годовой ход параметров  $\Delta T_L$  (а) и  $\Delta \bar{T}_L$  (б).

**Выводы.** Таким образом, данные наблюдений температуры воздуха указывают на развитие над г.Одесса острова тепла, который проявляется в виде систематически повышенных значений температуры воздуха над городом относительно прилегающей суши и акватории. Средняя интенсивность острова тепла составляет  $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в то время как город в среднем теплее сельской местности на  $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Выбор станций для анализа имеет приоритетное значение. В прибрежной области формируется мезоклиматическая зона шириной не менее 8 км, метеорологический режим которой находится в сильной зависимости от прилегающей акватории Черного моря [1]. Выбор станций, удаленных от побережья, и осреднение их измерений снижают зависимость результатов от локальных эффектов. Учет прибрежных станций приводит к пересмотру оценок указанных параметров ОТГ в сторону понижения соответственно до  $2,4$  и  $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

### Список литературы

1. *Климат Одессы* : [справочник специалиста / ред. Л.К.Смекалова, Ц.А. Швер]. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. – 176, [1] с.
2. *Кондратьев К.Я.* Основные факторы формирования острова тепла в большом городе / К.Я. Кондратьев, Л.Т. Матвеев// Доклады РАН. – 1999. – Т. 367, №2. – С. 253-256
3. *Ландсберг Г.Е.* Климат города / Г.Е. Лансберг: [пер. с англ. А.Я. Фредмана]. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. – 248с.
4. *Матвеев Л.Т.* Особенности метеорологического режима большого города/ Л.Т. Матвеев // Метеорология и гидрология. – 1979. – № 5. – С. 22-27.
5. *Матвеев Л. Т.* Формирование и особенности острова тепла в большом городе/ Л. Т. Матвеев, Ю. Л. Матвеев// Доклады РАН. – 2000. – Т. 370, № 2. – С. 249-252.
6. *Матвеев Ю.Л.* Особенности формирования температурно-влажностного режима в большом городе/ Ю.Л. Матвеев, Н.А. Меркурьева// Оптика атмосферы и океана. – 1997. – Т. 10, №10. – С.1181-1187.

7. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя/ Т.Р. Оке: [пер. с англ. А.С. Дубова]. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1982. – 360с.
8. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы/ [ред. Л.И. Мисюр]. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – В.10, ч.11. – 605с.
9. Alonso M.S. Characteristics of the urban heat island in the city of Salamanca, Spain / M. S. Alonso, J. L. Labajo, M. R. Fidalgo // *Atmósfera*. – 2003. – Vol.16, №3. – P. 137-148.
10. Böhm R. Urban bias in temperature time series: a case study for the city of Vienna, Austria / R. Böhm // *Climatic Change*. – 1998. – Vol. 38. – P. 113–128.
11. Jauregui E. Heat island development in Mexico City / E. Jauregui // *Atmospheric Environment*. – 1997. – Vol. 31, № 22. – P. 3821-3831.
12. Montavez J.P. A study of the urban heat island of Granada / J.P. Montavez, A. Rodriguez, J.I. Jimenez // *Int. J. Climatol*. – 2000. – Vol.20, № 8. – P. 899–911.
13. Peterson T.C. Assessment of urban versus rural in situ surface temperatures in the Contiguous United States: no difference found / T.C. Peterson // *J. Climate*. – 2003. – Vol. 16, № 18. – P. 2941–2959.
14. Todhunter P.E. Environmental indices for the Twin Cities metropolitan area (Minnesota, USA) urban heat island - 1989 / P. E. Todhunter // *Climate Research*. – 1996. – Vol. 6. – P. 59–69.

**Деякі оцінки характеристик острову тепла м. Одеса.**

**Маринін І.Л., Дранічер О.Р.**

*Виконано оцінку характеристик острова тепла м.Одеса шляхом порівняння температури повітря на 15 пунктах спостережень, 9 з яких розташовані в межах міста. Ряд спостережень склав 45 місяців. Обговорюються питання вибору станцій, строків спостережень і забезпечення однорідності даних. Отримані результати вказують на систематичне наявність острова тепла інтенсивністю 2,9°C, причому міська середня температура тепліше сільській місцевості на 1,3°C. Облік прибережних станцій, вимірювання яких відображають вплив моря, призводить до заниження зазначених параметрів на 0,5°C.*  
**Ключові слова:** *приземна температура повітря, міський острів тепла, термічний режим*

**The evaluation of urban heat island characteristics over Odessa.**

**Marinin I.L., Dranicher O.R.**

*The evaluation of features of urban heat island (UHI) over Odessa is performed. The object of study is the data of surface temperature from 15 stations, while 9 stations locate within the city boundaries. The length of rows is 45 months. The questions of the station selection, the observation timing and the ensuring of data uniformity are discussed. The results indicate to systematic presence of urban heat island. Its intensity was 2,9 °C. On average the urban environment was warmer than rural areas to 1,3°C. Accounting of coastal stations leads to the underestimation of UHI parameters to 0,5°C.*

**Keywords:** *surface air temperature, urban heat island, thermal regime*

## **НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ, ИЗМЕНЧИВОСТИ И ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ КЛИМАТА В РЕГИОНАЛЬНОМ АСПЕКТЕ (НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПРЕДЕЛЁННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УВЛАЖНЕНИЯ ДЛЯ РЕГИОНА УРАЛА)**

*Посвящается памяти Анатолия Григорьевича Тарнопольского, трудовая и научная деятельность которого начиналась в Уральском УГМС (Управлении Гидрометслужбы), впоследствии он консультировал выполнение данной работы*

---

*Дан краткий обзор направлений и аспектов исследования особенностей, изменчивости и экстремальности регионального климата на примере Урала и применения существенно информативного и нечасто используемого показателя увлажнения – непрерывных периодов отсутствия осадков. Созданы специализированная информационная база (банки данных) – «Каталоги...» изучаемого явления, имеющие самостоятельное научно-методическое и прикладное значение. Рассчитанные на их основе и картографически и графически интерпретированные показатели пространственно-временной и межгодовой изменчивости периодов разной длительности показывают территориальные, сезонные и межгодовые особенности их распределения, тенденции проявлений межгодовых изменений экстремальных (по разным индикаторным характеристикам) периодов. Результаты иллюстрируют возможность быть индикатором изменчивости климата в региональном аспекте, могут быть использованы для рекомендаций по перспективному и оперативному прогнозированию неблагоприятных условий увлажнения – для улучшения гидрометобеспечения отраслей экономики.*

**Ключевые слова:** Урал, увлажнение, периоды отсутствия осадков, длительность, каталоги, повторяемость (вероятность), экстремальность, карты, графики, зоны, изменчивость, тренды, рекомендации, методическое значение.

**Введение.** Климатические условия любой страны – природное богатство, как богатство недр флоры, фауны и др. Оценка и рациональное использование разнообразия климатических условий – залог стабильного развития экономики.

В предпринятых исследованиях глобального потепления климата показана, наряду с дискуSSIONностью о доле в нём антропогенной и естественной составляющей, неоднородность его проявлений как в междуполушарном масштабе, (различия в «скорости» потепления в северном и южном полушариях), так и в различных широтно-долготных зонах и регионах Северного полушария. [2–4 и др.]

Изменчивость современного климата России отличается чрезвычайно большим разнообразием ввиду значительной протяжённости её по территории, неоднородности природных условий, различий в развитии экономической, технологической и хозяйственной деятельности в разных регионах (а, следовательно, различий в поступлении в атмосферу парниковых газов) [1,3,14]. Поэтому оценка возможных изменений климата России в региональном аспекте, на примере конкретных регионов – актуальна и имеет существенное научное и практическое значение.

Изменение (потепление) климата выражается не только в ходе температуры, но и в изменении режима осадков – (даже согласно теоретическим представлениям потепление климата должно сопровождаться увеличением количества осадков, хотя эта связь неоднозначна [1,3,16]). Климатическая изменчивость осадков изучена несколько хуже в сравнении с температурой, результаты оценок не всегда однозначны (у разных авторов в том числе) – ввиду сложности данного явления, значительного числа

обуславливающих факторов и различий в рядах исходных данных, в методиках наблюдений и имеют региональный и сезонный характер [1, 16].

Изменчивость климатических условий (по данным ряда исследований) связана с возникновением климатических и погодных контрастов на региональном уровне, с увеличением экстремальности климатических (метеорологических) явлений [1,14,15,19], а также региональным и нередко локальным характером её проявления.

**Методология и данные исследования.** Оценка климатической изменчивости в региональном аспекте выполнялась в СибНИГМИ в 2007–2010 г.г. [10-12] для Уральского региона, в 2011–2013 г.г. [10 и др.] – для юго–востока Западной Сибири и являются логическим продолжением исследований автора [5], посвящённым климатическим условиям непрерывных периодов наличия осадков для территории региона Урала. Рассматриваемое исследование по Уралу посвящено особенностям экстремальности регионального климата на примере изучения условий увлажнения с помощью показателей изменчивости характеристик периодов отсутствия осадков.

Методология данного исследования базируется также на том, что а) условия увлажнения – важнейший показатель и индикатор как глобального, так и регионального климата [3,14–16,19] – с точки зрения влияния на различные природные объекты, экосистемы, поверхностные и подземные воды и др. и отрасли экономики (сельское, лесное, водное хозяйство, строительство, транспорт, ТЭК (топливно-энергетический комплекс), экологическая обстановка, пожароопасность, обеспеченность влагоресурсами условий жизнедеятельности человека, б) на нуждаемости развивающихся экономических структур в рекомендациях по рациональному использованию влагоресурсов, в) целесообразности проведения указанных исследований на примере конкретных регионов, в данном случае Уральского, эксклюзивно расположенного между европейской территорией России (ЕТР) и Западной Сибирью, характеризующихся некоторой сопряжённостью циркуляционных и климатических процессов, разнообразием физико-географических условий и природных зон, районов избыточного и недостаточного увлажнения и др. [17, 18]. Выбор методологии исследования базируется также на данных практических гидрометеорологов о возросшем количестве экстремальных явлений в режиме увлажнения изучаемого региона [1,14 и др.].

Важный методологический аспект исследования – выбор в качестве параметра непрерывных периодов отсутствия и наличия осадков, обусловленный: а) исключительной дополнительной информативностью в связи с их сохранением в течение определённого промежутка времени и возможностью создания предпосылок к возникновению неблагоприятных и опасных метеоусловий, особенно актуальных в свете метеорологических аномалий последних лет); б) получением дополнительных сведений об обеспеченности влагоресурсами; в) нечастой использованностью указанного параметра ввиду трудоёмкости обработки данных.

Важная роль в данной работе отводится выбору критериев исследования в целом и конкретно изучаемого явления. Разработка критериев методически основывалась на необходимости получения а) детализированных уточнённых показателей пространственно-временной изменчивости изучаемых периодов; б) показателей, характеризующих межгодовую изменчивость данного параметра увлажнения. Среди немногочисленных работ, посвящённых недостаточному увлажнению для Урала, в основном решались крупномасштабные, по времени периодов осреднения, задачи, а для указанных выше целей работ почти проводилось [5].

При рассмотрении критериев по количеству станций были выбраны 25 станций, при условии охвата ими всех природных зон региона. Кроме того, указанное

количество станций существенно больше в сравнении с имеющимися ранее разработками.

Рассмотрение критериев по длительности климатических рядов для данного исследования показало, что целесообразно их использование за период не менее 70, а возможно, и 40 лет, учитывая, что данное число лет оптимально для получения показателей, характеризующих климатические изменения. Учитывая необходимость получения и вероятностных оценок, в данной работе использованы максимально возможные ряды наблюдений.

Рассматривались различные варианты (с учётом запросов практики для разных отраслей экономики) критериев определения периодов без дождей (отсутствия осадков) как по количеству осадков, так и по продолжительности периодов, отличающиеся разными пороговыми значениями суммы осадков, менее которого считается день без осадков, длительностью периодов, количеством и длительностью осадков, выпадающих после определённого числа и не прерывающих «сухих» периодов и др.

Выбраны два варианта критериев: первый вариант – с пороговыми значениями количества осадков, применяющимися в режимно-справочных изданиях (в «Климатсправочнике» [9] менее 0,1 (мм). При изучении критериев по длительности периодов, в данном исследовании рассматривались периоды, начиная с длительности 2 дня (в отличие от и в дополнение ряда изданий, где сведения о бездождных периодах приводятся, начиная с длительности 5 дней и более). Использование указанных критериев даёт возможность получения наиболее полных сведений о повторяемости (вероятности) различных градаций периодов без осадков, для максимального учёта их влияния на различные природные и экономические объекты. Указанный критерий назван в работе «обобщённым». Второй вариант – использование критерия, в большей степени учитывающего фактор засушливости, где бездожде – период  $\geq 10$  дней с осадками  $< 1$  мм за сутки, при этом отдельные дожди не прерывают «сухого периода» более 10 «сухих» дней [13]. Исходными материалами послужили данные архива ЗСРВЦ, где вплоть до второй половины 90-х годов имелись данные и по Уральскому региону, а именно – архива ТМ – Сутки, содержащего суммарные за сутки (по осадкам) данные, и среднесуточные данные по остальным метеопараметрам. Учитывая, что количество и качество исходных данных имеют для данной работы (где предметом исследования являются непрерывные периоды отсутствия осадков), существенное, едва ли не решающее значение. Значительное внимание уделено аспекту подготовки исходных данных. Проведены инвентаризация наличия данных архива в различных временных масштабах, проверка и анализ длины климатических рядов, предложена авторская схема (стратегия, способ) корректировки восстановления в исходных данных отсутствующей информации на основе архива 8-срочных наблюдений и многое др., что позволило пополнить подавляющую часть отсутствующей и улучшить качество исходной информации в целом, а следовательно, проводить расчёты и исследования на достаточно достоверном материале.

**Результаты.** Осуществлён необходимый и важный аспект, и, соответственно этап исследования – каталогизация изучаемого явления. Поскольку предмет исследования – не отдельные метеопараметры, а достаточно интегральная характеристика – непрерывные периоды отсутствия осадков, то указанный этап предполагает ряд специализированных разработок – методологию, алгоритмы, программы, макеты выходных данных и др. Согласно программе исследования, в созданные специализированные банки данных, названные в работе «Каталогами...», вошли периоды начиная с длительности 2 дня (определённые по «обобщённому критерию»).

Учитывая необходимость рассмотрения в изучаемые периоды особенностей метеорологического режима, представилось целесообразным поместить в «Каталоги...», во-первых – данные о датах периодов, об их длительности в днях; во-вторых – достаточно обширную информацию о сопутствующих им метеоусловиях (табл. 1).

Таблица 1. Каталог бездождных периодов, определенных по обобщенному критерию на территории Уральского региона (фрагмент) (для периодов длительностью  $\geq 5$  дней)

СТАНЦИЯ АЛАПАЕВСК									
Дата			Длительность	Температура воздуха			Относительная влажность		Атмосферное давление на уровне моря
Год	Начало	Конец		Средняя	Мак. из сроков	Максим	Миним	Средняя	
1986									
	20.04	28.04	09	11.0	99.9	18.7	25.8	47.8	1029.7
	5.06	11.06	07	13.9	99.9	20.5	29.4	50.9	1016.0
	19.07	23.07	05	15.9	99.9	21.5	49.4	72.2	1000.2
	5.09	10.09	06	13.8	99.9	19.6	49.3	71.2	1015.5
1987									
	13.04	17.04	05	2.8	99.9	7.4	40.6	53.6	1013.1
	27.05	03.06	08	12.8	99.9	19.6	33.8	58.5	1015.7
	10.06	14.06	05	20.6	99.9	27.4	34.4	55.6	1014.0
	16.06	24.06	09	21.0	99.9	28.4	31.3	53.9	1019.2
	26.06	03.07	08	23.7	99.9	30.2	35.8	57.8	1012.3
	10.07	15.07	06	20.2	99.9	26.7	38.7	64.8	1012.9
	28.07	07.08	11	21.2	99.9	27.5	49.6	72.5	1013.1
	9.08	13.08	05	14.3	99.9	20.0	47.0	72.6	1010.0
	24.08	31.08	08	11.2	99.9	18.3	39.0	65.9	1010.1
	13.10	23.10	11	3.4	99.9	9.8	49.1	73.8	1037.4

*Примечание:* а) в данном каталоге присутствуют также данные о скорости ветра  
б) цифры 99.9 означают отсутствие информации в определенный период.

Данные об осреднённой за период температуре представлены двумя параметрами – максимальной (по максимальному термометру) за сутки температурой и среднесуточной температурой (архив «ТМ–Сутки»). Учитывая, что часть информации восстанавливалась на основе архива 8-срочных данных, в «Каталогах...» предусмотрены отдельно учёт максимальной температуры по данным архива

«ТМ-Сутки» и ТМ-Сроки». Данные об относительной влажности представлены двумя характеристиками – минимальной за сутки относительной влажностью, а после 1985 г. – ещё и имеющимися в эти годы данными о среднесуточной относительной влажности. В макете «Каталога...» представлены также данные об атмосферном давлении, как о параметре, косвенно характеризующим изменчивость погодных условий. Данные о скорости ветра в периоды отсутствия осадков представлены двумя характеристиками – осреднённой за сутки и максимальной. Представленные таким образом в макете «Каталога...» параметры характеризуют метеоусловия, сопутствующие периодам отсутствия осадков и засушливости.

В соответствии с целями и задачами исследования, подготовлены также и Каталоги периодов бездождей (по «обобщённому» критерию), для ряда пороговых значений длительности периодов – продолжительностью  $\geq 3$  дней,  $\geq 5$ ,  $\geq 10$ ,  $\geq 15$  дней и др. То есть, периоды компактно каталогизированы, в том числе, и «экстремальные» по длительности периоды.

Таким образом, полученные «Каталоги...» имеют самостоятельное практическое значение для получения сведений (в том числе и справочного характера) о режиме увлажнения (режиме отсутствия осадков) в конкретные годы, а также могут быть использованы при подборе аналогов в долгосрочном прогнозировании. Они имеют и научно-методическое значение на следующих этапах исследования и для других научных целей. Полученные в данной работе «Каталоги...» не имеют аналогов для Урала, получены впервые для данного региона.

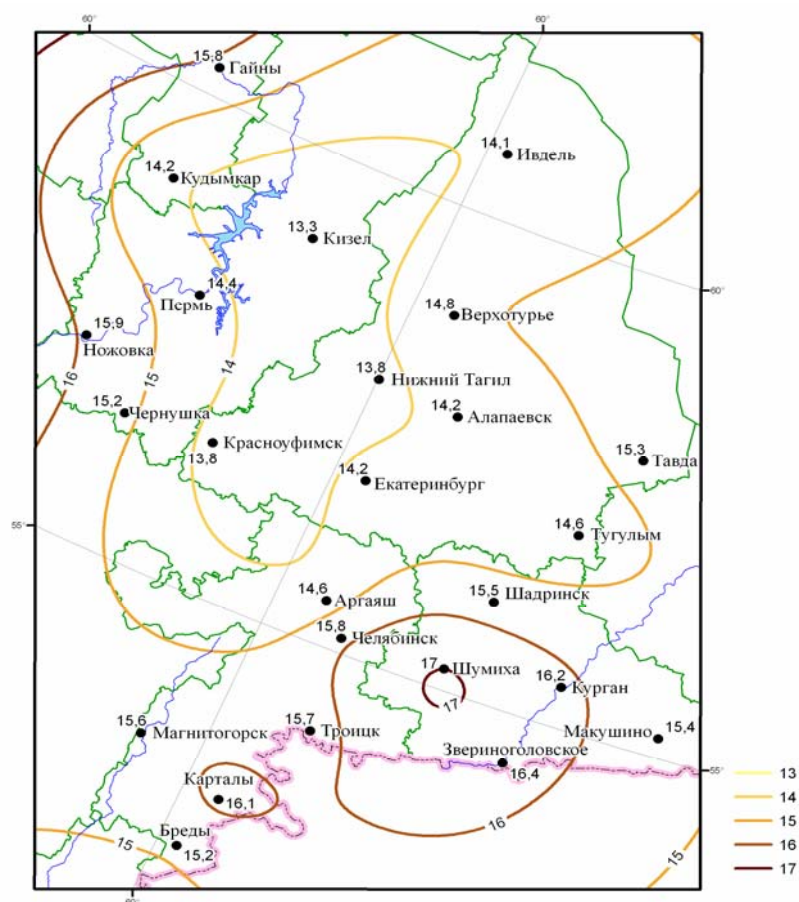


Рис. 1. Распределение (%) непрерывных периодов (числа дней) без осадков по грациям различной продолжительности за весь период наблюдений (суммарно за сезон). Продолжительность в сутках 5-6.



Следует отметить, что основные аспекты исследования содержат два направления: а) вероятностно-статистическую оценку возможного наличия изучаемых периодов, для уточнения обеспеченности региона влагоресурсами, б) изучение региональных особенностей проявлений изменчивости климата (на примере обобщения изучаемых в работе характеристик периодов). В рамках указанных направлений – оценка пространственно-временных особенностей распределения периодов. Также расчёты были проведены на основе созданных и рассмотренных здесь ранее специализированных банков данных, то есть «Каталогов...» – по специальным алгоритмам, макетам, программам. Рассчитаны статистические параметры и показатели пространственно-временной изменчивости характеристик изучаемых периодов, то есть повторяемости (вероятности) – среднесезонные и по месяцам, для всех природных зон региона [10 – 12 и др.].

Важный методологический аспект исследования – использование методов картографической и графической интерпретации, актуальных для данного региона, которые детализировано иллюстрируют территориальные и сезонные особенности изменчивости. Не останавливаясь подробно на анализе полученных закономерностей, следует рассмотреть основные. Можно сказать, что среднесезонные карты достаточно информативны. Согласуясь с принципиальными особенностями распределения общего увлажнения по региону, они несут существенно новые дополнительные информационно-количественные сведения о возможности наличия периодов без осадков в каждой природной зоне региона (рис. 1 и 2).

Таблица 2. Разности между наибольшими и наименьшими по территории значениями повторяемости (%) периодов разных градаций длительности

Месяц	Длительность периодов (дни)								
	2	3-4	5-6	7-8	9-10	11-12	13-14	15-16	≥17
среднесезонные	10,7	9,0	3,7	3,8	3,9	3,2	1,6	1,7	3,6
апрель	18,0	13,0	9,0	14,0	4,0	6,0	3,0	5,0	4,0
май	18,0	16,0	10,0	6,0	5,0	4,0	4,0	3,0	6,0
июнь	15,0	14,0	8,0	7,0	6,0	5,0	3,0	2,0	3,0
июль	9,0	10,0	4,0	4,0	5,0	3,0	2,0	2,0	2,0
август	13,0	12,0	6,0	5,0	6,0	5,0	3,0	2,0	3,0
сентябрь	19,0	14,0	6,0	10,0	8,0	5,0	4,0	4,0	8,0
октябрь	21,0	18,0	11,0	8,0	5,0	7,0	4,0	4,0	7,0

Распределение по территории (по различным природным зонам) повторяемости периодов разной длительности, имеет свои особенности. Так, повторяемость периодов небольшой длительности наибольшая в предгорных и горных районах (зоны достаточного и избыточного увлажнения), и уменьшается с северо-запада на юго-восток региона, характеризующегося определённой степенью засушливости. С увеличением длительности периодов меняется локализация очагов их повторяемости по территории, отмечается увеличение их повторяемости – с северо-запада на юго-восток региона, где находится зона малого и недостаточного увлажнений [10].

Особенность распределения по территории периодов длительностью 9 – 10 дней и более состоит в том, что ориентация изолиний равной повторяемости существенно близка к широтной. Зональная ориентация указанных изолиний для периодов наличия периодов длительностью 9 – 10 и более дней, направление градиента изменчивости величин повторяемости (в сторону увеличения) с севера на юг на наш взгляд, предположительно, могут быть интерпретированы как увеличение вклада крупномасштабных климатообразующих факторов в изменчивость повторяемости периодов существенной длительности, в то время как для периодов меньшей длительности, до 9 дней, судя по локализации очагов минимальной и максимальной их повторяемости, более заметен вклад локальных региональных факторов (табл. 2).

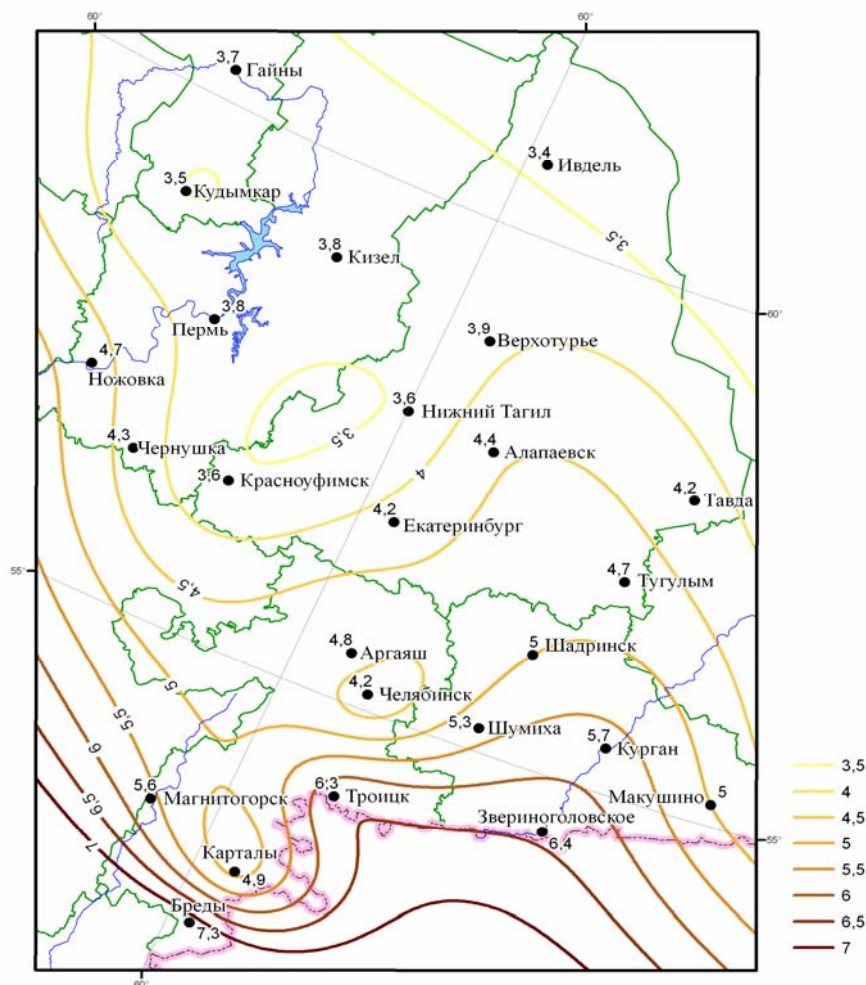


Рис.2. Распределение (%) непрерывных периодов (числа дней) без осадков по градациям различной продолжительности за весь период наблюдений (суммарно за сезон). Продолжительность в сутках 9-10.

Анализ карт, построенных для каждого многолетнего месяца, и разностей между наибольшими и наименьшими по территории значениями повторяемости (то есть градиента изолиний равных её значений), иллюстрирует проявление территориальных особенностей изменчивости и экстремальности в разные сезоны.

Наряду с этим, расчёты по каждой станции повторяемости периодов всех градаций длительности по многолетним месяцам позволяют проанализировать сезонную изменчивость более дифференцированно. Проведена графическая интерпретация указанных расчётов, подготовлен (создан) сборник «Графиков

повторяемости изучаемых периодов по месяцам для каждой станции и в целом для территории региона». Графическая интерпретация среднетерриториальных данных отражает наиболее устойчивые закономерности сезонной изменчивости вклада периодов разной длительности (рис. 3).

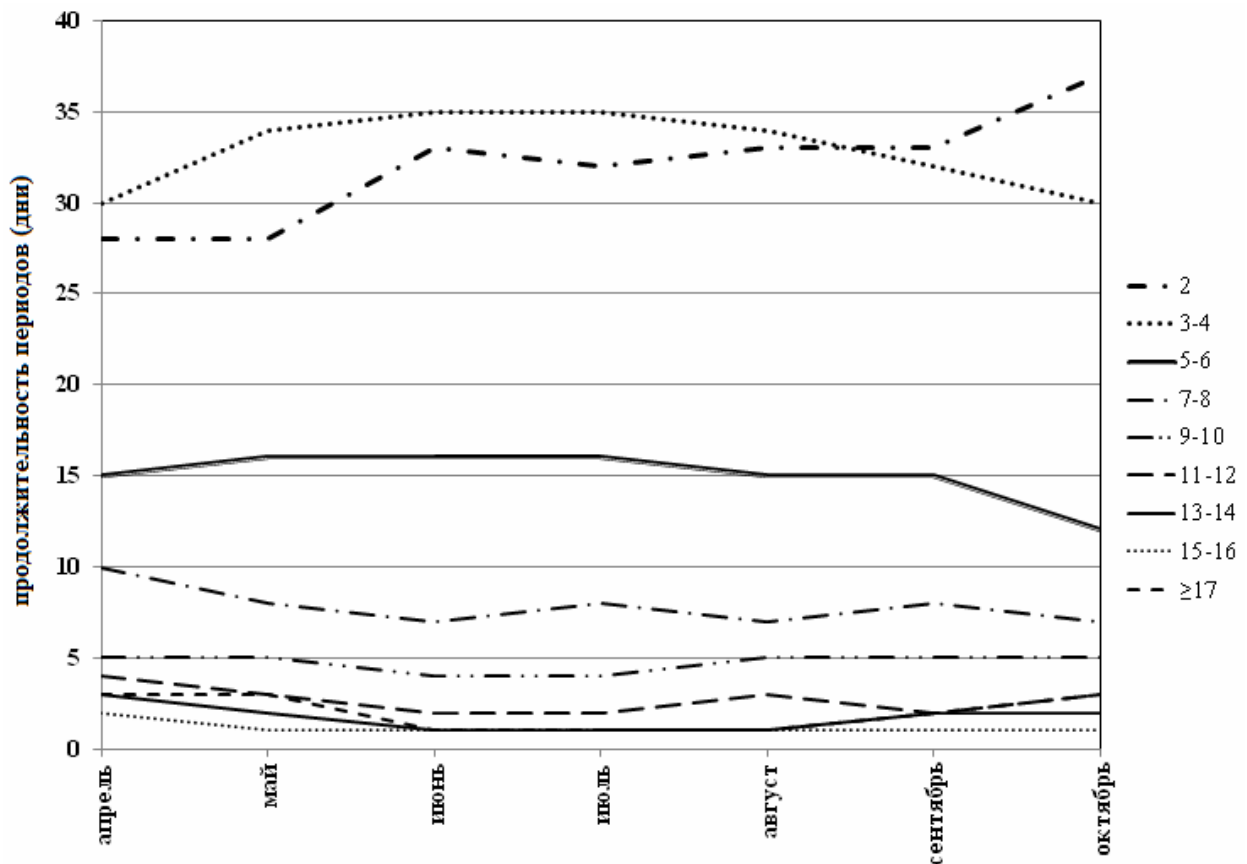


Рис.3. Изменчивость (%) числа непрерывных периодов дней без осадков различной продолжительности по многолетним месяцам по территории Урала

Так, для повторяемости периодов небольшой и средней длительности, характерно преобладание весной, в осенние месяцы заметно увеличение вклада 2–дневных периодов. Сезонная изменчивость повторяемости периодов от 5 до 9 дней также характеризуется уменьшением вклада в осенние месяцы по сравнению с весной. То есть наибольшая засушливость в среднем по территории региона более вероятна в весенние месяцы и уменьшается к осени, что, очевидно, может быть связано с особенностями атмосферных процессов, увеличением вклада зимних антициклональных процессов в начале весны по сравнению с осенью.

В разных частях региона, характеризующихся различными физико-географическими, природно-климатическими и циркуляционными условиями могут быть свои особенности сезонной изменчивости повторяемости периодов отсутствия осадков. Так, например, в северных районах равнинного Предуралья, приближенных к горным, заметно увеличение вклада 2-дневных периодов в сравнении со среднетерриториальными данными, в Приуралье уменьшение повторяемости периодов длительностью от 3-4 до 9 дней выражено весьма незначительно. Для Восточного Зауралья весьма заметно выражено увеличение к осени повторяемости периодов небольшой и средней длительности, а для периодов длительностью от 5 до 8 дней ощутимо слабее выражена среднетерриториальная тенденция уменьшения их повторяемости к осени. В степном Зауралье, особенно в северной его части, в отличие

от среднетерриториальных данных, заметно выражено увеличение к осени «сухих» периодов почти всех градаций длительности. На Южном Урале, в северной его части степень засушливости (в дополнение к среднетерриториальным данным), равнозначна от весны к осени. [11]

Графическая интерпретация, проведенная отдельно для периодов экстремальной длительности,  $\geq 10$  дней, суммарно для всей территории Урала, выявила основные среднетерриториальные закономерности – максимум их повторяемости весной, относительный минимум летом, и, по сравнению с летом, увеличение доли вклада таких периодов осенью. В каждой природной зоне имеются свои сезонные особенности, связанные со спецификой атмосферных процессов, рельефа и др. Так, например, в равнинном Приуралье минимум повторяемости – в конце лета–начале осени, превышающей весенние месяцы. В Восточном Зауралье изменчивость повторяемости от летних месяцев к осенним – весьма невелика. Для юго-запада Степного Зауралья разница в повторяемости весной и осенью – незначительна, для ряда станций Южного Урала максимум повторяемости отмечен в сентябре и т.д.

В рамках второго направления указанного исследования изучение проявлений изменчивости климата в региональном аспекте – выполнен важный аспект и этап исследования – межгодовая изменчивость, характеристик изучаемого явления. В качестве индикаторной характеристики использованы: а) суммарное число дней в периоды без дождей, б) количество периодов отсутствия осадков больше определённых пороговых значений длительности. Созданы специализированные наборы данных указанных характеристик погодично, рассчитаны временной ход и тренды по всем станциям, для всего периода наблюдений и по 20-летним. Результаты расчётов выявляют наличие трендов, анализ которых показывает территориальные особенности межгодовой изменчивости характеристик изучаемых «сухих» периодов. Наряду с общими закономерностями, могут наблюдаться различия в знаках трендов в масштабе отдельных природно-климатических зон или их частей [11, 12].

Так, анализ изменчивости суммарного за каждый год числа дней в бездождных периодах и количества указанных периодов существенной длительности (более 5 дней) даёт положительный тренд на большей части территории региона. Вместе с тем для северного Приуралья и юга Челябинской области (предгорные, горные районы) – знак тренда отрицательный. Дифференцированный анализ количества периодов конкретных градаций длительности, а именно 8-10 дней, даёт положительный тренд в восточной части Зауралья и юго-востоке региона; аналогичные результаты – и для анализа суммарного количества периодов длительностью более 10 дней.

Тренды, рассмотренные отдельно за последнее 15-летие, имеют положительный тренд также в основном в указанных выше районах. Анализ изменчивости суммарного числа дней в бездождьях, определённых по «специализированному критерию» (рассмотренному несколько ранее, характеризующему дифференцированно фактор засушливости, на основе учета эффективных осадков для «промачиваемости» почвы и вегетации растений) даёт также положительный тренд, в основном, для юго-восточных районов территории. Таким образом, иллюстрируется многолетняя тенденция изменчивости указанных характеристик и возможный рост засушливости на существенной части территории региона, а наиболее выражено – в юго-восточной степной его части (рис.4).

В рамках указанного ранее второго направления – в контексте целей и задач исследования исследованы экстремальные периоды и межгодовые тенденции изменчивости их показателей. Реализация принципа экстремальности в данной работе осуществлялась по нескольким направлениям. Во-первых, в качестве индикаторной характеристики, с учетом вышеуказанного, целесообразно применить территориальную распространённость явления. Длительные периоды, охватывающие одновременно обширную территорию, безусловно, экстремальны с точки зрения последствий их

влияния на природную среду отрасли экономики. Учитывая, что экстремальные по охвату территории периоды вызваны крупномасштабными, устойчивыми во времени и пространстве атмосферными процессами, данные об их площадных характеристиках важны также для совместного рассмотрения с крупномасштабными объектами и характеристиками атмосферной циркуляции, а, следовательно, для изучения и получения сведений об условиях их формирования. Расчёты параметров площадных характеристик изучаемого явления велись поэтапно: а) на основе подготовки специальным образом организованных ежедневных данных; б) расчёта по ним характеристик территориального охвата явлением поэтапно в ежедневном и последовательном в других временных масштабах в соответствии с охватом определённого (в процентах) количества станций в каждой природной зоне.

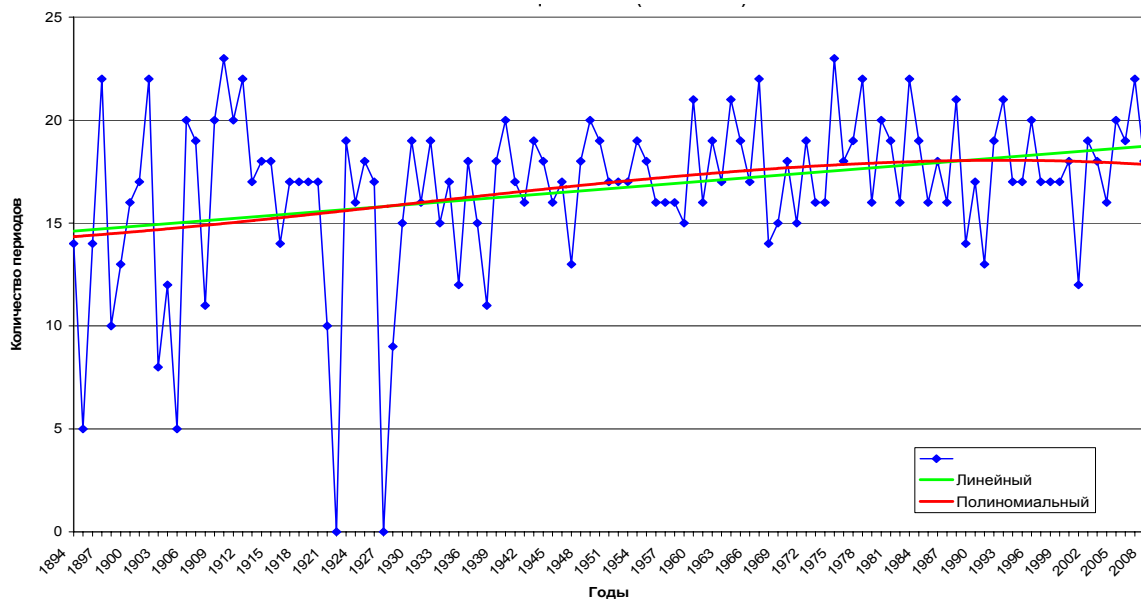


Рис.4. Количество периодов длительностью  $\geq 8$  дней без осадков по годам по станции Курган (1984–2008 гг.)

На основе подготовленных специализированных банков данных параметры повторяемости периодов рассчитывались в соответствии с их (периодов) длительностью и степенью охвата территории. По погодичным данным интерпретирована тенденция межгодовой изменчивости характеристик указанных периодов для всех природных зон региона и в целом по территории Урала. Так, для периодов, охватывающих существенную часть территории, знак тренда положительный (рис. 5). Несмотря на некоторую неоднозначность знаков тренда для периодов, охватывающих примерно 50 % территории и небольших по длительности, с увеличением степени охвата территории и длительности периодов, знак тренда меняется на положительный [12].

С точки зрения опасности влияния на ряд отраслей хозяйства реализовывался подход, основанный на рассмотрении экстремально длительных периодов, сочетающихся с экстремальными значениями метеопараметров (высокими температурами и низкими значениями относительной влажности) [12]. Рассмотрены их повторяемость и межгодовая изменчивость. Так, для периодов 10 дней и более, сочетающихся с максимальными температурами  $28 - 30^\circ$  и относительной влажностью  $< 50\%$ , получен положительный тренд.

Таким образом, можно сделать предположительный (работа в данном направлении продолжается) вывод о возможном увеличении повторяемости

экстремальных периодов отсутствия осадков, охватывающих значительную территорию, и сочетающихся с экстремальными метеоусловиями.

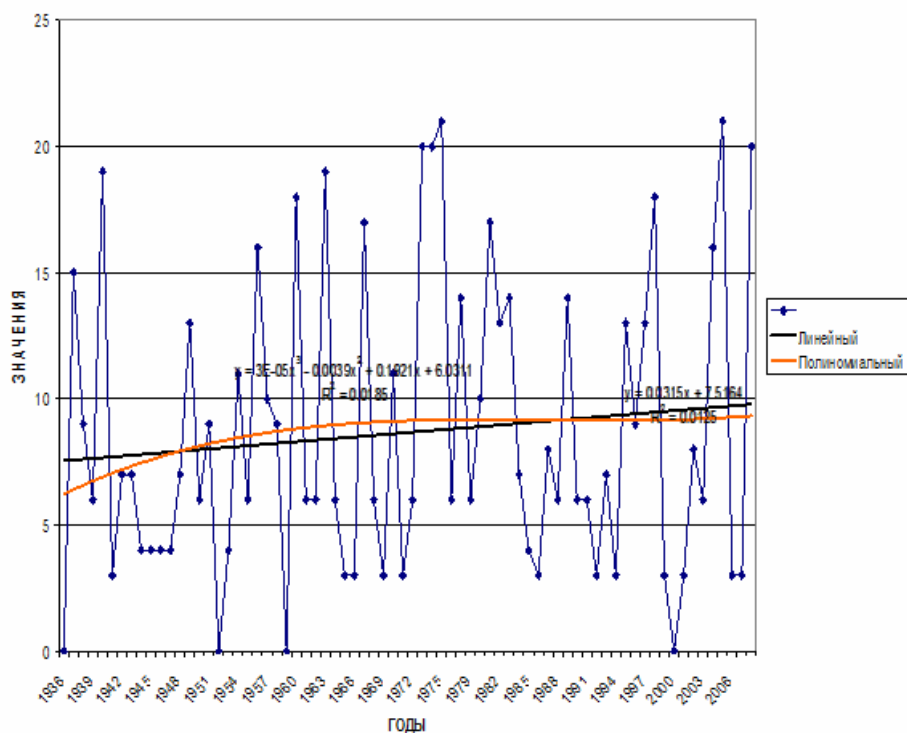


Рис.5 Межгодовая изменчивость суммарного числа дней в периодах отсутствия осадков с охватом 85-100% станций территории Урала (3-4дня)

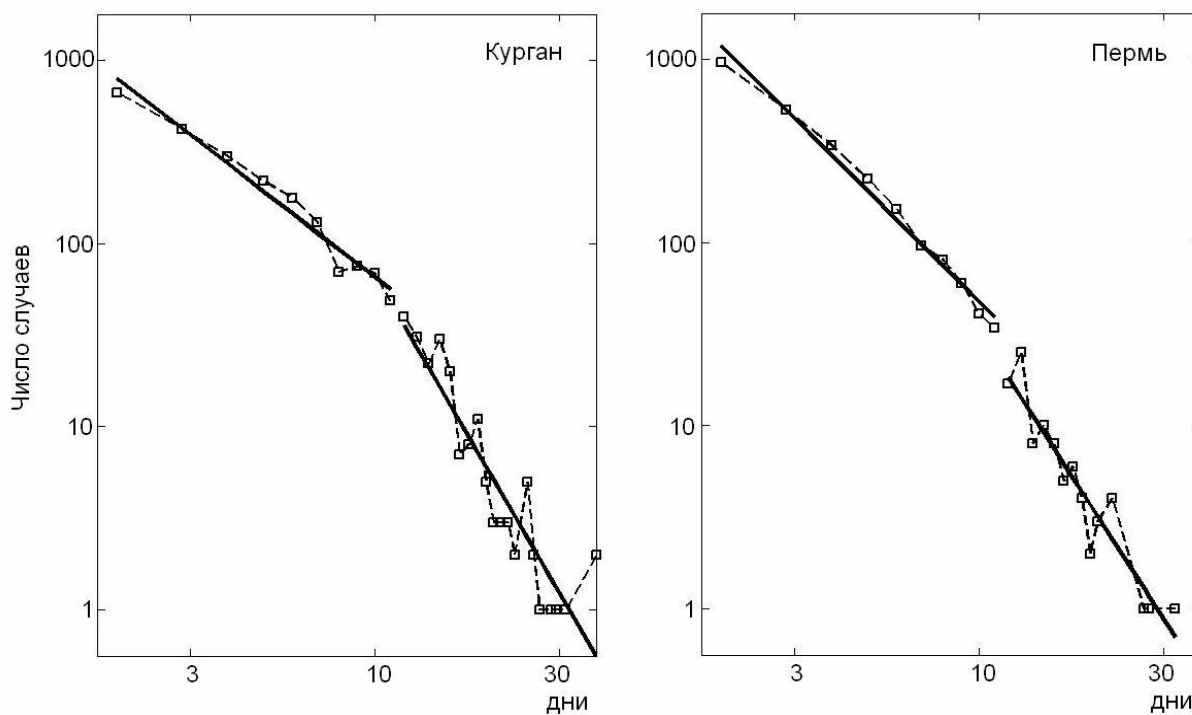


Рис.6. Распределение числа случаев бездождя по длительности (Урал)

Экстремальные по длительности периоды исследовались (анализировались) совместно с ИМКЭС (Институт мониторинга климатических и экологических систем, г. Томск) [8] на основе применения степенного закона распределения Леви – Парето, так называемого распределения с «тяжёлыми хвостами», которое при оценке маловероятных событий даёт вероятность наступления события, превышающую оценку, следующую из нормального закона распределения. Построенные распределения числа периодов градаций длительности и рассчитанные их параметры выявили наличие 2-х интервалов длительности периодов, характеризующихся разными углами наклона: а) 2 – 11 дня, б)  $\geq 12$  дней, и позволяют получить вывод о том, что полученные пороговые значения необходимо учитывать при анализе возможности (вероятности) наличия экстремальных периодов отсутствия осадков (рис. 6).

**Заключение.** Цели и задачи исследования обусловили основные направления и аспекты исследования: 1) вероятностно-статистическая оценка распределения и возможного наличия периодов; 2) изучение проявлений изменчивости климата в региональном аспекте (на примере изучаемых характеристик). В рамках первого направления обоснованы и разработаны методология исследования, выбор параметра разработки, критериев явления, позволивших затем получить не выявленные ранее особенности и дифференцированные характеристики режима увлажнения. Создание на основе разработанной методологии специализированного банка данных, каталогизация изучаемого явления – необходимый и важный аспект и этап работы. Полученные специализированные банки данных, названные в работе «Каталогами...», имеют как самостоятельное, так и прикладное значение – позволяют получить сведения (в том числе и справочного характера) о режиме увлажнения (отсутствия осадков) в конкретные год и могут быть использованы при подборе аналогов в долгосрочном прогнозировании. Научно-методическое их значение – в возможности использования на следующих этапах данного исследования, а также и для других научных целей. Полученные в данной работе «Каталоги...» не имеют аналогов для Урала, получены впервые для данного региона.

Рассчитанные на основе полученных «Каталогов...» показатели пространственно- временной изменчивости в среднесезонном, среднетерриториальном и месячном разрешении, использование актуального для Урала метода картирования позволило получить «Атласы карт повторяемости...», выявить различия в особенностях распределения по территории повторяемости характеристик периодов разных градаций длительности в разные сезоны изучаемого тёплого периода года.

Расчёт и анализ данных о повторяемости в среднемесечном разрешении по станциям, графически интерпретированный в среднетерриториальном масштабе и для каждой природной зоны, создание «Сборника графиков по месяцам...» позволило выявить вклад повторяемости каждой градации длительности изучаемых периодов в сезонную изменчивость их повторяемости (вероятности) в разных природных зонах.

В целом результат данной части исследования в том, что на основе использования выбранного и обоснованного параметра, выявлены и подтверждены районы и сезоны наибольшей засушливости, получены дополнительные дифференцированные данные о режиме увлажнения, важные в практическом аспекте. Создание «Атласов повторяемости...» и «Сборника графиков изменчивости...» имеют при этом существенное прикладное значение.

В рамках второго направления исследования (изучение проявлений в региональном аспекте изменений климата) – анализ межгодовой изменчивости

нескольких параметров характеристик изучаемых периодов (суммарно за каждый год), наряду с иллюстрацией циклического характера изменчивости в долгопериодном масштабе, выявил территориальные особенности рассматриваемой межгодовой изменчивости, положительный тренд различия в знаках тренда на существенной части региона в масштабе некоторых природных зон.

На основе реализации принципа экстремальности, осуществлённой в работе по нескольким направлениям и индикаторным характеристикам, расчёты повторяемости и межгодовой изменчивости числа периодов, охватывающих одновременно значительную территорию, и экстремальных по длительности периодов, сочетающихся с экстремальными значениями метеорологических параметров, позволили получить предварительные выводы (работа в данном направлении продолжается) о возможном увеличении повторяемости таких периодов.

Таким образом, полученные результаты, с одной стороны, представляют детализированные, дифференцированные, уточнённые (в связи с применением существенно информативного и нечасто используемого параметра) данные, в том числе и справочного характера, об обеспеченности влагоресурсами, о вероятностно-климатологической оценке возможного наличия изучаемых периодов в разных природных зонах региона и опасных для ряда отраслей экономики гидрометеорологических условий, вероятное их наличие в ближайшие годы, с другой стороны – они иллюстрируют особенности проявлений, тенденции изменения климата для региона Урала (на примере изучения определённых характеристик увлажнения), возможность быть индикатором изменчивости климата в региональном аспекте. Результаты могут быть полезны и использованы для рекомендаций по перспективному и оперативному прогнозированию неблагоприятных условий увлажнения, для улучшения гидрометеобеспечения отраслей экономики.

### Список литературы

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н., Шаймарданов М.З., Швец Н.В. Изменчивость экстремальных климатических явлений на территории России // Труды ВНИИГМИ МЦД. Вып. 167. – С. 16-32.
2. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А. О разнонаправленности изменений глобального климата на материках и океанах // ДАН. – 2005. – Т. 400, № 1. – С. 98-104.
3. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые изменения современного климата. В кн. «Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола» / Под ред. Ю. А. Израэля. - М: Наука, 2006. – С. 60-74.
4. Дюкарев Е.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. Изменение климата на азиатской территории России во второй половине XX столетия: сравнение данных наблюдений и реанализа// Оптика атмосферы и океана», 2006. – Т. 9, № 11. – С. 934-940.
5. Исследование климатических и циркуляционно-прогностических условий экстремально влажных периодов: Отчет о НИР/ СибНИГМИ, отв. исп. Л.Г. Немировская. – Новосибирск, 1996. – 245 с. – № ГР 01960011436. – Инв. № 02960007670.
6. Котляков В.М. Глобальные изменения климата: Антропогенные влияния или естественные вариации? // Экология и жизнь, 2001 г., № 1, с. 44-47.



7. *Мохов И.И., Карпенко А.А., Скот П.А.* Наибольшие скорости регионального потепления климата в последние десятилетия с оценкой роли естественных причин// ОАН. – 2006. – Т. 406, № 4, - с. 538-541.
8. *Нагорский П.М., Немировская Л.Г.* Анализ экстремальных по длительности периодов бездождя Уральского региона. Материалы VII Всероссийского симпозиума (с привлечением иностранных ученых) и Контроль окружающей среды и климата «КОСК – 2010». Томск, 2010. с.162-164.
9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Части 1-6. Выпуск 9. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 557 с.
10. *Немировская Л.Г.* Исследования проявлений изменчивости и экстремальности климата в региональном аспекте (на примере изучения некоторых характеристик увлажнения для Урала и юго-востока Западной Сибири). Тезисы докладов Международной научной конференции по региональным проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. Казань, 2012 г., с.176-177.
11. *Немировская Л.Г.* Изучение особенностей климатических изменений на примере оценки пространственно-временной и межгодовой изменчивости характеристик непрерывных периодов отсутствия осадков (для региона Урала). Материалы VII Всероссийского симпозиума (с привлечением иностранных ученых) и Контроль окружающей среды и климата «КОСК – 2010». Томск, 2010. с.162-164.
12. *Немировская Л.Г.* Проявления экстремальности регионального климата в некоторых характеристиках длительных непрерывных периодов отсутствия осадков. – Материалы российской конференции «Девятое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу», Томск, 2011 г., с.160-162.
13. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. Часть III (Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области и Башкирская АССР). – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 200 с.
14. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том I. Изменения климата. – Росгидромет, 2008. – 228 с.
15. *Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М.* Климат Земли и его изменения в современный период. Труды Всероссийской научной конференции с международным участием «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: Новые методы и технологии исследований». – С. 9-13.
16. *Платова Т.В.* Климатические характеристики некоторых показателей экстремальности температуры приземного воздуха и атмосферных осадков на территории России // Бюллетень «Использование и охрана природных ресурсов в России». – № 1. – С. 38-47.
17. Проблемы физической географии Урала: Труды Московского общества испытателей природы, том. XVIII/Отв. ред. А. Г. Чикишев. – М.: Изд. МГУ, 1996. – 293 с.
18. *Тарнопольский А.Г., Ходоровская С.К.* Об эффекте уменьшения количества осадков на подветренной стороне Уральских гор // Вопросы региональной синоптики Урала. Методические записки Свердловского БП. Информационное письмо № 5 (31). – Свердловск, 1962. – С. 29-32.
19. *Шерстюков Б.Г.* Изменения, изменчивость и колебания климата. ФГБУ «ВНИИГМИ МЦД», Обнинск, 2011 г., 293 с.

**Деякі аспекти вивчення особливостей, мінливості і екстремальності клімату в регіональному аспекті (на прикладі дослідження певних характеристик зволоження для регіону Уралу)**

**Немировська Л.Г.**

*Наданий короткий огляд напрямів і аспектів дослідження особливостей, мінливості і екстремальності регіонального клімату на прикладі Уралу і вживання істотно інформативного показника зволоження, що нечасто використовується, – безперервних періодів відсутності опадів. Створено спеціалізовану інформаційну базу (банки даних) – «Каталоги...» – явища, яке вивчається, що мають самостійне науково-методичне і прикладне значення. Розраховані на їх основі та картографічно і графічно інтерпретовані показники просторово-часової і міжрічної мінливості періодів різної тривалості показують територіальні, сезонні і міжрічні особливості їх розподілу, тенденції проявів міжрічних змін екстремальних (за різними індикаторними характеристиками) періодів. Результати ілюструють можливість бути індикатором мінливості клімату в регіональному аспекті, та можуть бути використані для рекомендацій по перспективному і оперативному прогнозуванню несприятливих умов зволоження – для поліпшення гідрометзабезпечення галузей економіки*

**Ключові слова:** Урал, зволоження, періоди відсутності опадів, тривалість, каталоги, повторюваність (ймовірність), екстремальність, карти, графіки, зони, мінливість, тренди, рекомендації, методичне значення

**Some aspects of research of features, changeability and extremality of the climate in the aspect of region (illustrated by research of certain characteristics of moistening for the Ural region)**

**Nemirovskaya L.G.**

*The brief review of directions and aspects of research of features, changeability and extremality regional climate is given at the example of the Ural and usage of significantly informative and infrequently used index of wetness – continuous periods of precipitation deficiency. The specialized informative base (databases) of studied phenomenon, called as «Catalogues...», is created that has the independent scientific-methodical and applied sense. Indexes of spatiotemporal and interannual changeability of periods of a different duration calculated on their basis and cartographically and graphically interpreted, show the territorial, seasonal and interannual features of their distribution, tendencies of displays of interannual changes of extreme (by a different indicator recommendation) periods. Results display that these indexes can be the indicator of changeability of climate in the aspect of region and can be used for recommendations on perspective and operative prognostication of unfavorable terms of moistening – for the improvement of hydrometeorological support of economy industries.*

**Keywords:** Ural, wetness, periods of precipitation deficiency, duration, catalogues, frequency (probability), extremality, maps, graphs, areas, changeability, trends, recommendations, methodical sense.

Тимофеев В.Е., канд. геогр. наук

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт

## К ПРОБЛЕМЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НИЖНИХ УРОВНЕЙ

*Приведены результаты моделирования струйных течений нижних уровней в ПСА с различной степенью устойчивости и разных синоптических ситуациях, как по данным отдельных станций, так и по данным ограниченной территории. Наилучшим образом восстанавливаются СТНУ во внутримассовой ситуации при наличии приземной инверсии температур воздуха. Показана роль СТНУ в распространении примесей после аварии на Чернобыльской АЭС.*

**Ключевые слова:** пограничный слой, струйное течение нижних уровней, задерживающий слой, вертикальный профиль, ограниченная территория

**Введение.** Как известно, профессором В.А. Шнайрманом в ОГМИ была основана школа исследованиями пограничного слоя (ПСА). Большим достоинством была реально функционировавшая модель, которая постоянно совершенствовалась, переводилась на новый программный уровень. Был подготовлен ряд кандидатов наук, в числе которых С.Н. Степаненко, И.Л.Маринин, В.Н. Бондаренко, М.В. Трегубова, О.М. Лазырина. Спектр решаемых задач был очень широк. Так, целью работы И.Л.Маринина была параметризация шероховатости и количественные оценки характеристик пограничного слоя над городской застройкой, а О.М. Лазыриной – развитие комплексного метода восстановления циркуляционной и турбулентной структуры ПСА над ограниченной территорией.

Вольф Абрамович активно развивал международные контакты. В рамках программы международного научного обмена он в 1990 г. посетил Берлинский метеорологический институт, а в 1992-ом – автор статьи и О.М.Лазырина провели там месячную аспирантскую стажировку. Исследования, результаты которых представлены ниже, были начаты в рамках программы обмена и касаются специфичного явления в ПСА – струйного течения нижних уровней (СТНУ).

Впервые случаи усиления ветра на малых высотах в пограничном слое атмосферы были отмечены еще в прошлом веке и упоминаются американским исследователем Эспи в работе "философия штормов". С тех пор СТНУ отмечаются повсеместно, над равнинными, прибрежными, горными пунктами, океанской поверхностью, в зоне стоковых ветров у побережья Антарктиды [3,10,16,18-24,35-46].

В первой половине XX века, вместе с началом регулярных радиозондирований нижних слоев атмосферы струйные усиления ветра связываются с опасными явлениями погоды – линии шквалов грозы, пожары, а также особенностями орографии местности. Уже в то время СТНУ связываются с усилением турбулентности в ПСА, а также с неоднородным распределением температуры воздуха по высоте.

Другое название СТНУ – мезоструя – возникло из-за того, что явление относят к типичным явлениям мезо-метеорологического масштаба  $\alpha$ , хотя в некоторых случаях по величине временного масштаба они могут быть отнесены к синоптическому масштабу [24]. Таким образом, анализа измерений в отдельных пунктах недостаточно, чтобы исследовать пространственно-временное распространение явления. Оптимальным методом изучения является проведение наблюдений на исследовательском полигоне [32].

Один из первых комплексных экспериментов по изучению пространственно-временной структуры струй нижнего уровня был проведен в 20-ых годах XX столетия

над югом и юго-востоком США, причем именно в этот период появился термин "струйное течение нижних уровней" (Low level jet), введенный Минс в 1944 году. Выяснилось различие в формировании профиля ветра в течение суток, с преимущественным образованием струи ночью в условиях устойчивой стратификации нижних слоев тропосферы и значительного радиационного выхолаживания. Именно для ночного СТНУ была создана первая математическая модель [29], как приложение классической теории ПСА, созданной в те годы [11]. Автор модели – А.Блакейдар - приписал формированию СТНУ освобождение "сдержанного" дневного трения, которое приводит к инерционным колебаниям агеострофического компонента ветра на верхней границе ночной радиационной инверсии и появлению "неклассического" профиля ветра - с наличием максимума в пределах пограничного слоя. В дальнейшем модель Блакейдара получила развитие, с включением в нее эффектов параметризации и вертикальных движений [27,28,32]. Как принято считать, в формирование струеобразного профиля вносят вклад термическая стратификация, бароклинность нижней части атмосфер, адвекция, нестационарность всего ПСА. Было показано, что СТНУ наиболее характерны для уровней выше приземного слоя, где силой трения можно пренебречь. Не-струйные профили ветра описываются с помощью логарифмического либо степенного закона, тогда как струйные усиления ветра представляют сверхгеострофические возмущения на стандартном профиле [4,11,26]. При этом к верхней границе ПСА скорость ветра, как правило, становится близка к скорости геострофического ветра.

Среди советских ученых одну из первых гипотез формирования мезоструй выдвинул П.Молчанов. Он считал, что основная роль в образовании СТНУ принадлежит термической составляющей барического градиента. Значительное усиление ветра на нижних уровнях должно происходить при определенной ориентации изобар и изотерм. Подробное исследование СТНУ, включая анализ синоптической ситуации, позволило П.А. Воронцову выделить четыре различных типа СТНУ: ночные, орографические, термические и общециркуляционные [5]. Если ночные и орографические мезоструи характерны для конкретных физико - географических районов, то общециркуляционные СТНУ, занимая сравнительно большую площадь, развиваются в барических образованиях в основном циклонического типа.

В работах Л.З. Проха, изучавшего СТНУ над Украиной, подтверждено преимущественное образование их в циклонических областях, а также связь наиболее интенсивных мезоструй с ветровалами леса в Карпатах [19,20]. Детальные исследования циклонических мезоструй, проведенные А. Мастерских, показали, что в этих барических образованиях СТНУ связаны, как правило, прохождением фронтальных разделов [14]. Этим же ученым разработаны методы прогноза скорости ветра на осях фронтальных мезоструй. Выводы других авторов о регистрации СТНУ в зонах атмосферных фронтов различных типов представлены в [24,33].

СТНУ могут формироваться и при отсутствии атмосферных фронтов. Многие исследователи объясняют формирование максимумов ветра наличием инверсий различных типов, в частности, В.Г.Глазуновым указывается, что сильные сдвиги ветра, обусловленные наличием пиков скорости ветра в нижнем 500-м слое атмосферы, формируются зачастую в условиях устойчивой стратификации [6].

Имеются предположения о связи СТНУ и внутренних гравитационных волн, развивающихся в слое приземной (приподнятой) инверсии. Так, Ю. Новожиловым предложена гипотеза о возникновении СТНУ в зонах волнообразных движений [16]. Согласно данной гипотезе, усиление скорости ветра должно происходить ближе верхней границе в задерживающих слоях. Однако, как показано во многих работах, СТНУ отмечены как выше, так и ниже слоя инверсии [17,18,25].

Некоторые ученые учитывают появление СТНУ в моделях гидродинамической неустойчивости атмосферы, в частности Кельвина - Гельмгольца [24]. Так, подробный анализ крупномасштабной гравитационной волны, образовавшейся в ПСА над штатами Вирджиния и Каролина показал, что неустойчивость нижних слоев атмосферы при сдвиге ветра является наиболее вероятным механизмом развития волны. При этом скорость ветра волновых возмущений при прочих равных условиях тем выше, чем ниже положение струи и чем больше скорость ветра на ее оси. Недостатком этих представлений является расхождение с данными наблюдений мезоструй. Кроме того, прогноз волновых инверсионных процессов представляет определенную сложность [28].

На современном этапе исследований наиболее приемлемым методом является количественное описание СТНУ при помощи моделей ПСА или в рамках регионального моделирования, так и рассмотрения отдельных случаев развития мезоструй над ограниченной территорией. В рамках региональной модели, изменяются схемы параметризации физических процессов, отвечающие за степень устойчивости ПСА и блоки, отвечающие за радиационный баланс – прежде всего потоки от земной поверхности [31]. К настоящему времени накоплены и статистически значимые выборки [43], изучены физико-географические районы и синоптические условия развития. Достаточно надежные метод их прогноза разработаны в [1,4,12]. Несмотря на то что Физический механизм возникновения СТНУ достаточно хорошо изучен, регулярно открываются новые черты и сопровождающие явления.

**Данные и методология исследования.** Исторически сложилось, что используются различные критерии максимума ветра для определения СТНУ, что очевидно, продиктовано постановкой конкретно решаемой задачи. Так, в [28] при выявлении струйных течений не накладывается никаких ограничений на значения скорости ветра на оси мезоструи. Авторы за СТНУ принимали воздушные потоки относительно большой скорости, ограниченные сверху и снизу потоками с меньшей скоростью. В большинстве иностранных работ за мезострую принимают усиление ветра выше 12 м/с, с вертикальным сдвигом ветра более 2 м/с на 100 м выше и ниже оси струи. Пономаренко, выделяя СТНУ по среднемесячным данным, принимает за мезострую относительный пик скорости ветра в ПСА, выше которого сдвиг ветра отрицательный, а ниже – положительный [18]. Приведенные разночтения в критериях идентификации мезоструй в ряде случаев делает весьма затруднительным, а порой и невозможным сопоставление результатов, полученных разными авторами.

В данной работе, в соответствии с требованиями авиационной метеорологии, принято определение СТНУ как пика скорости ветра более 15 м/с в пограничном слое атмосферы, когда ее изменение в 300-м слоях выше и ниже пика не менее 4 м/с.

Дополнительно, рассчитывались следующие структурные параметры СТНУ: мощность струи - разность между высотами в ПСА, где скорость ветра не менее 15 м/с; высоту оси струи - уровень максимума скорости ветра; скорость ветра на оси мезоструи

Однако, при оценке успешности модельных профилей ветра важно было получить результат не столько по скорости ветра, а по наличию в модели струеобразного профиля ветра со сдвигом ветра. сдвиг ветра является количественной характеристикой интенсивности СТНУ, величина которого определяется как векторная разность скорости ветра на двух уровнях в ПСА, отнесенная к толщине слоя [6,7].

Наиболее точно указанные параметры СТНУ могут быть рассчитаны по данным метеорологических наблюдений на высотной метеорологической мачте или при проведении специальных комплексных экспериментов. Однако на практике приходится иметь дело с данными сети радиозондирования, от плотности которой зависит успешность выявления пространственно-временной структуры СТНУ. Из-за низкого разрешения по вертикали (захвата первой точки) всегда есть опасность "просеивания"

мезоструи за счет быстрого подъема радиозонда в ПСА и как следствие, большая погрешность при расчете параметров СТНУ. В данной работе анализировались случаи, когда первая точка в данных радиозондирования была не ниже 100 м.

Для восстановления вертикальных профилей скорости ветра, температуры воздуха и характеристик турбулентности в ПСА при наличии СТНУ в качестве исходных данных для расчетов использованы результаты объективного анализа полей метеорологических величин, получаемые в оперативной полусферной схеме прогноза российского гидрометцентра и стандартных метеорологических наблюдений

Исследование проводится с использованием стационарной бароклинической модели ПСА (автор – проф. В.А. Шнайман), основанная на  $k$ -теории, в которой замыкание системы уравнений осуществляется при помощи уравнения баланса кинетической энергии турбулентности, уравнения для скорости диссипации турбулентной энергии в тепло, гипотезы приближенного подобия Колмогорова [26].

Модель учитывает основные физические процессы, протекающие в ПСА, а именно формирование внутренней структуры пограничного слоя под воздействием крупномасштабных полей давления и температуры, подстилающих поверхностей различной шероховатости, вертикального турбулентного обмена, силы Кориолиса, что позволяет применить ее с целью выявления струй нижних уровней.

Данные объективного анализа включают сведения о геопотенциале и температуре воздуха на изобарических поверхностях: 1000, 850, 700 гПа, составляющих скорости ветра на АТ-850 гПа, шероховатости подстилающей поверхности. Для расчета искомых профилей применяется девятиточечный шаблон, центральная точка которого (с номером 5) совпадает с пунктом радиозондирования или располагается вблизи него (рис 2). Расчеты выполнены для случаев с мезоструями, наблюдавшимися в пунктах Одесса, Киев с 02-04 по 20-03-1987 г., а также за январь 1987 г. для Москвы.

Для ограниченной территории использованы данные пунктов Украины (Киев, Харьков), России (Москва, Смоленск), Беларуси (Минск, Гомель, Брест), а также Каунаса в сроки 00, 06 12 UTC с 26 по 28 апреля 1986 г – период непосредственно после аварии на Чернобыльской АЭС.

**Результаты.** С целью восстановления профиля ветра в ПСА при мезоструях по данным стандартных наблюдений расчеты проведены как для отдельных пунктов (Москва, Одесса), так и для станций на ограниченной территории. Чтобы проследить успешность работы модели в различных условиях, выбирались разные синоптические ситуации, с наличием приземной или приподнятой инверсии (изотермии) в ПСА.

В качестве примера приведем сравнительный анализ модельных и фактических профилей ветра для станции Киев за 2 и 3-04 1987 г. Для сопоставления результатов расчетов и зондирования за 12 UTC 2 апреля используются асинхронные данные (разница во времени 6 ч), а за 3 апреля – синхронные. В первые дни апреля 1987 г. станция Киев находится на юго-западной периферии антициклона. Вертикальное распределение скорости ветра и температуры воздуха в ПСА в эти дни характеризуется приземной инверсией температуры воздуха в пределах нижнего 600 метрового слоя и четко выраженный максимум скорости ветра более 15 м/с в подинверсионном слое (рис 1). В срок 00 UTC 2-04 1987 г мезоструя зафиксирована в точках с номерами 8 и 9, несколько слабее по максимуму скорости, и ориентируется к верхней границе инверсии. Таким образом, ошибка восстановления высоты оси СТНУ минимальна во внутримассовых условиях.

Однако, 2 апреля 1987 г на станции Киев, в точках 8 и 9 по расчетным данным СТНУ отсутствует, но имеется перегиб в профилях скорости ветра в узлах 6 и 7. Следует полагать, что в рассмотренном случае модель не вполне адекватна реальным процессам, такая же картина отмечена в расчетном профиле скорости ветра во втором

случае - 3 апреля. В обоих случаях модель не обнаруживает струю, которая по данным зондирования выражена достаточно четко.

Далее, рассмотрим пример фронтальной мезоструи над Одессой 20-03-1987 г, когда СТНУ связано с теплым фронтом, который проходит на расстоянии 100-150 км к северо-востоку от узла 5, выбранного вблизи Одессы. Фактическая струя за 00 UTC (рис 1а) располагается в верхней части приподнятого задерживающего слоя, скорость ветра на оси составляет 25 м/с. По расчетному профилю мезоструйный пик скорости в узле 5 не обнаруживается, хотя в точке 6, через которую в данный срок проходит теплый фронт, Модель выявляет пик скорости ветра 14 м/с с высотой оси на 200 м выше наблюдаемой, поскольку узел 6 находится на расстоянии около 200 км от пункта зондирования и для сопоставления использована синхронная информация. Очевидно, в данном случае модель выявляет местоположение струи с погрешностью, соизмеримой с шагом сетки, причем скорость ветра на оси является заниженной по сравнению с фактической.

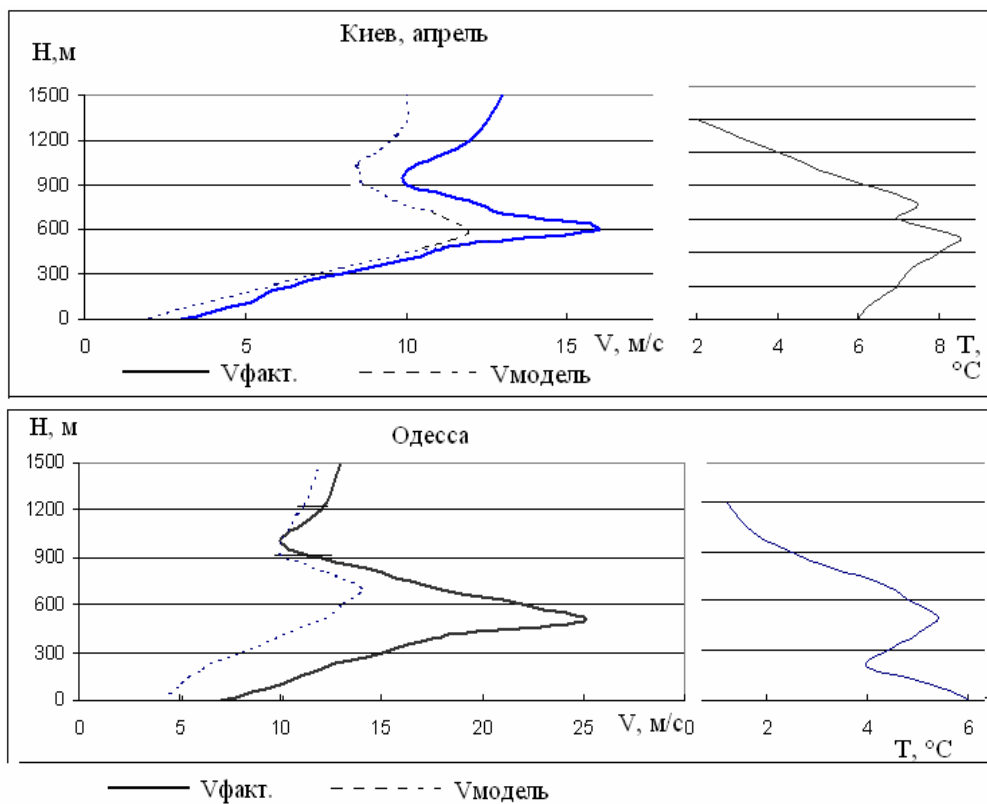


Рис.1 - Вертикальные профили ветра (V), фактические и модельные (пунктир), температуры воздуха (Т), Киев 02-04-1987, Одесса 20-03-1987 г.

Еще одним примером выявления СТНУ по данным объективного анализа может служить результаты расчетов, проведенных для Москвы за 12-13 января 1987 г, когда СТНУ образуется в условиях перестройки барических полей. В 00 UTC 12 над Москвой располагается южная периферия мощного антициклона, центральная часть которого находится над северными районами России. В районе Москвы фон давления довольно высокий - около 1040 гПа, направление переноса воздушных масс - северо - восточное. На расстоянии 500-600 км к юго-западу от Москвы проходит теплый фронт. Через сутки макроциркуляционные условия над большей частью рассматриваемого района претерпевают существенные изменения: над Москвой располагается теплый сектор южного циклона, приземное давление понижается на 15 гПа. По данным

радиозондирования за 12 и 13 января над исходным пунктом отмечена мезоструя, которая 12 января отнесена к внутримассовой, а 13 января – к фронтальной ситуациям. Расчеты по модели показывают также наличие СТНУ над Москвой 12-01, но с высотой оси на 400 м и осевой скорости ветра на 7 м с ниже фактической. Распределение коэффициента турбулентности характеризуется максимумом на высоте 100-200 м, т.е. в нижней части струи для СТНУ

На следующий день 13 января над Москвой пика скорости ветра по модели не обнаружено, хотя в действительности имеется увеличение скорости ветра до 15 м/с на высоте около 2000 м. Рассчитанный профиль ветра близок к фактическому в точке 5, как по расположению струи, так и по величине максимальной скорости.

Таким образом, расчетный профиль ветра оказывается более сглаженным по сравнению с фактическим и вследствие этого скорость ветра на оси струи оказывается почти всегда заниженной.

Другое направление работы заключается в попытке воспроизведения СТНУ для группы станций, находящихся на ограниченной территории. В ситуации, когда данный район находится под влиянием антициклона, пограничный слой на всех станциях характеризуется наличием задерживающих слоев в ночной и утренний сроки. Наилучшее соответствие рассчитанного профиля скорости ветра реальному в пределах указанной территории обнаружено для сроков 00, 06 UTC 28 апреля, когда струеобразный профиль ветра над Москвой, Курском, Смоленском, Минском, Гомелем и Киевом удовлетворительно воспроизведены моделью (рис. 2).

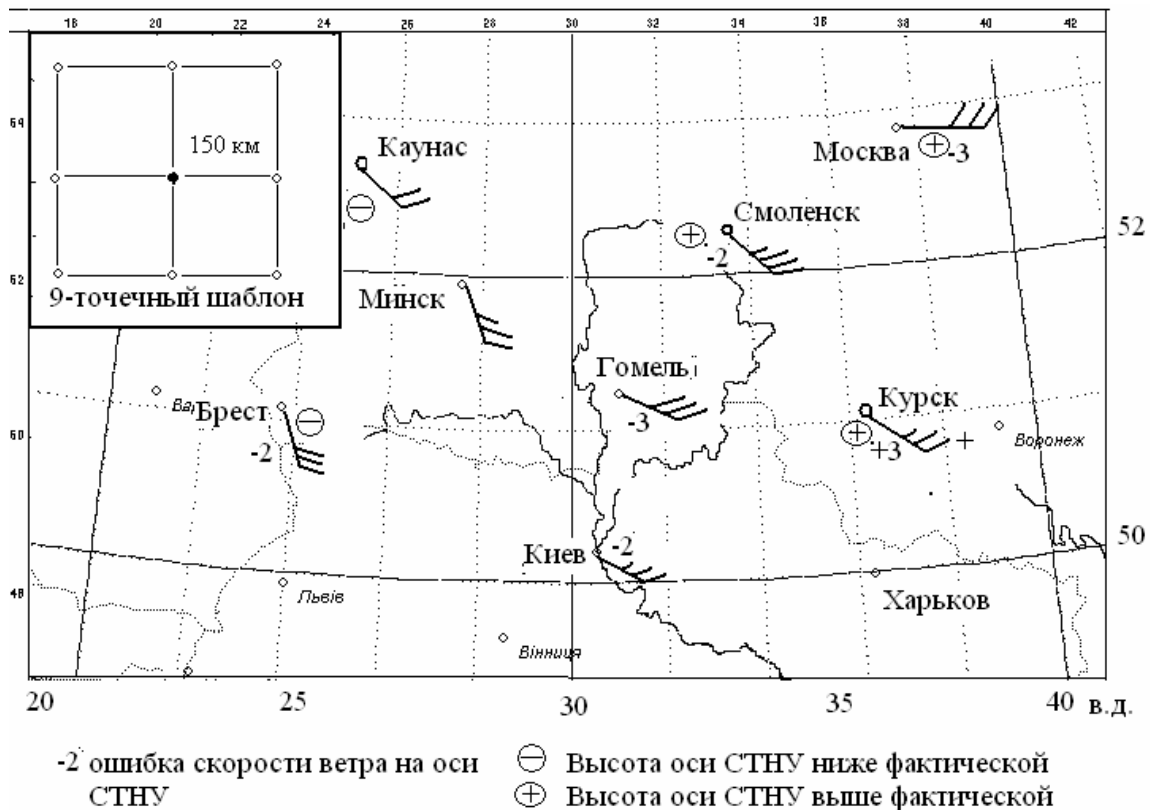


Рис. 2 - Схема ограниченной территории с данными о СТНУ 27-28-04-1986 г. У положения станции показаны: наноска ветра – направление, скорость СТНУ, -2 (м/с) – ошибка восстановления максимума скорости ветра, ⊖, ⊕ - высота оси СТНУ в модели выше фактической, нет знака – ошибка в пределах точности измерений. Вставка слева вверху – 9-точечный шаблон.



За ночной срок (00 UTC) отмечены наименьшие погрешности между рассчитанными и фактическими параметрами СТНУ. В срок 06 UTC эти погрешности больше, особенно в присутствии приземной (приподнятой) инверсии с резким изломом профиля температуры воздуха.

Общий вид профиля скорости ветра более сглажен по сравнению с наблюдаемой СТНУ. По результатам модели, максимум скорости располагается ближе к верхней границе инверсии, тогда как реально в некоторых случаях СТНУ отмечается значительно выше (Курск, Москва, 27-04 1986 г., 06 UTC). Возможно, это следствие неучтенности эффектов инерционных колебаний вектора ветра, возрастающих к утру и способных увеличить высоту расположения СТНУ.

Рассчитанная скорость ветра на оси ночных струй в большинстве случаев меньше фактической на 2-3 м/с, что вполне удовлетворительно для применения этой модели в целях диагноза СТНУ, связанных с приземной инверсией в ПСА. Дневные СТНУ (срок 12 UTC) воспроизводятся моделью с большими погрешностями в определении параметров струи: так, согласно расчетам 28-04-1986 г., скорость ветра на оси мезоструи на 3-5 м/с, меньше, а ее высота - на 250 м ниже фактической.

Таким образом наилучшее соответствие рассчитанного по модели ПСА профиля скорости ветра фактическому с наличием струйного течения нижнего уровня обнаружено для всех рассмотренных пунктов в антициклоническом поле.

Другим выводом является роль СТНУ в распространении примесей после аварии на Чернобыльской АЭС. Если у поверхности земли преобладал слабый ветер, то на высоте в ПСА на всех пунктах северо-западного переноса отмечены струеобразные максимумы скорости ветра, от 12 до 18 м/с, причем ветер вплоть до уровня АТ-700 гПа был слабее. Как известно, в первые дни после аварии радиоактивное облако достигло стран Балтики и Скандинавии [2].

**Обсуждение.** Наилучшее соответствие расчетного профиля фактическому получены при наличии приземной инверсии в квази-стационарных внутримассовых условиях. Это объясняется тем, что Модель учитывает изменение притока радиационного тепла, при практическом отсутствии горизонтальной адвекции. Большие ошибки модели в зонах атмосферных фронтов, в особенности на теплых, объясняются мезомасштабной изменчивостью конвективно-неустойчивого пограничного слоя, когда его характеристики до значительной высоты определяются сильными турбулентными перемешиваниями, адвекцией.

Анализ модельных и фактических профилей ветра по данным полей объективного анализа показывает, что в целом модель отражает особенности вертикального распределения ветра в пределах пограничного слоя. Однако географическое положение СТНУ с помощью модели оценивается с погрешностями порядка сеточного шага, что можно объяснить с одной стороны, асинхронностью данных расчета и зондирования, а с другой тем, что центральный узел, как правило, не совсем совпадает с пунктом зондирования: максимальное расхождение составляет 150 км. Общая закономерность полученных данных заключается в том, что расчетный профиль ветра оказывается более сглаженным по сравнению с фактическим и вследствие этого скорость ветра на оси струи оказывается почти всегда заниженной.

**Заключение.** Эффективность модели по восстановлению вертикальных профилей скорости ветра существенно зависит от характера СТНУ, типа задерживающего слоя и синоптической ситуации (фронтальные или внутримассовые). В большинстве из рассмотренных случаев моделью выявляются СТНУ внутримассового происхождения (в 80% случаев); при резкой смене характера атмосферных процессов эффективность восстановления профилей ветра заметно снижается.

Результаты моделирования показывают более сглаженный и в среднем менее интенсивный пик скорости ветра, в большинстве случаев разница с фактической не превышает 3 м/с, при этом модельный пик располагается несколько выше фактического. Наилучшее соответствие расчетного профиля фактическому получены при наличии приземной инверсии в антициклональных условиях, в Ночной и утренний сроки.

В циклоне, при больших барических градиентах в зоне теплого фронта результаты моделирования несколько хуже, прежде всего для высоты оси и слоя, захваченного СТНУ. Введение поправки на бароклинность не дает существенных улучшений по максимуму скорости в ПСА, а лишь изменяет параметры рассчитанной мезоструи

Струеобразные максимумы скорости ветра в ПСА, отмеченные на ограниченной территории вдоль преобладающего переноса после аварии на Чернобыльской АЭС играют роль в трансграничном переносе примесей. В случае регистрации СТНУ в подобных антициклонических условиях целесообразно рассчитывать траекторию по данным о ветре на уровне АТ-925 гПа.

Необходимо также отметить, что в дальнейшем, в работе О.М.Лазыриной была выполнена модификация модели стратифицированного бароклинного АПС применительно к задаче расчета характеристик циркуляционной и турбулентной структуры ПСА над ограниченной территорией, позволяющая уточнить выходную информацию модели и получить взаимно согласованные поля скорости ветра и коэффициента турбулентности. Выполнена методика дополненных вертикалей как разновидность метода гидродинамической интерполяции, с совместным использованием данных пункта и метеостанций расположенных в пределах радиуса влияния, что существенно повышает достоверность результатов объективного анализа в узлах регулярной сетки.

## Литература

1. *Ахметов М. С., Гуляев А.В.* Эмпирико-статистические характеристики механизма и предсказуемости мезоструйных образований. - Межвузовский сборник научных трудов. Пермь, 1989. – с. 28-38.
2. *Борзилов В.А., Клепикова Н.В., Костриков А.А., Хваленский А., Троянова НИ.* Метеорологические условия дальнего переноса радиоактивных продуктов аварии на Чернобыльской атомной электростанции. - Метеорология и гидрология, 1989, N 11.- с 5-11.
3. *Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы.- Л. : Гидрометеиздат, 1989 .-264 с.
4. *Волкова В.И.* О некоторых особенностях связи мезоструйного образования со стратификацией температуры в нижнем слое атмосферы - Труды СВГМО, 1982, вып. 17. - с. 25-27.
5. *Воронцов П. А.* Струйные течения пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, 1967, вып. 20 - с. 77-92.
6. *Глазунов В.Г.* Зависимость вертикального сдвига ветра от толщины слоя и высоты его верхней границы.- Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 296.- с. 45-49.
7. *Ермакова А.И.* Особенности анализа и оценки метеорологических условий для обеспечения безопасности полетов на международных линиях.- Л.: Гидрометеиздат, 1987.- 192 с.
8. *Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е.* Струйные течения пограничного слоя атмосферы. Учебное пособие. Одесса, 1991. - 46 с.

9. Корнюшин О.Г. Низкоуровневые пики на вертикальном профиле средней скорости ветра. - Труды ВНИИГМИ МЦД, вып. 140, 1987.- с. 3-12.
10. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы.- Л.: Гидрометеиздат, 1970.- 292 с.
11. Лебедева Н.А. Прогноз ветра у земли по мезоструе на карте АТ - 850. - Сб. работ Куйбышевской ГМО, 1976, вып 9.- с. 8-11.
12. Ляхов М.Е. Низкие струйные течения как важный фактор в развитии физико-географических процессов.- Изв. АН СССР, сер. Геофизика, 1961, Н 2.- с. 334.
13. Мастерских М.А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов.- Метеорология и гидрология, 1983, Н 2.- с. 19-24
14. Мелкая И., Надежнина Е.Д., Шкляреви О.Б. Эволюция пограничного слоя под влиянием радиационного охлаждения подстилающей поверхности в ночные часы.- Метеорология и гидрология, 1986, Н 10.- с. 53-61.
15. Новожиллов Н.И. Тропосферные мезоструи.- Изв. АН СССР, сер 1. Геофизика, 1961, № 2.- с. 334-336.
16. Петросянец М.А., Сирдьюк М.В. Струйные течения на нижних уровнях и фронтогенез.- Метеорология и гидрология, 1986, - с. 101-102.
17. Пономаренко Л.В. Максимум на вертикальном профиле ветра в пограничном слое (мезоструя) на территории СССР. - Труды ВНИИГМИ МЦД, 1981, вып. 91.- с. 20-41.
18. Прох Л.З., Башкирова Л.Е., Малиская А.К., Филатов В.Г. Некоторые аэрологические характеристики струйных усиления ветра над Украинскими Карпатами. - Труды УкрНИИГМИ, 1970, вып., 96. - с. 53-65.
19. Прох Л.З., Тарасова Т.Ф. Мезоструи над Киевом. - Труды Укр НИИГМИ, 1974, вып. 132.- с. 117-127.
20. Снитковский А.И., Кошелькова Г.А. Мезоструи над Москвой.- Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 56.- с. 3-13.
21. Цвєрава В.Г. Струйные течения в пограничном слое атмосферы. - Метеорология и гидрология, 1967, вып. 10.- с. 71-76.
22. Цигельницкий И.И. Воздушные реки. "Природа", 1986, Н 10.- с. 70-75.
23. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.- 264 с.
24. Шелковников М.С. Струйные течения на малых высотах.- Метеорология и гидрология.- 1983.- Н 11.- с. 40-46.
25. Шнайдман В.А., Фоскарини О.В. Моделирование планетарного пограничного слоя и макротурбулентных характеристик по данным ПГЭП. -Л.: Гидрометеиздат.- 1990.- 116 с.
26. Andre J.C., Marht L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiation cooling.- J. Atm. Sci., 1982, vol. 39.- p. 864-878.
27. Beyrich F., Klose B. Some aspects of modelling low-level jets.- J. of Atm. Sci., 1988, v. 32.- p. 341-352.
28. Blackadar A.K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions.- Bull. Amer., Met. Soc., 1957, vol. 38, N 5.- p. 283-290.
29. Brandon Storm, Jimmy Dudhia, Sukanta Basu, Andy Swift, Ian Giammanco. Evaluation of the Weather Research and Forecasting Model on Forecasting Low-level Jets: Implications for Wind Energy. Wind Energy , 2008. - DOI: 10.1002/we.288
30. Brook R.R. The Koorin Nocturnal Low-Level Jet.- Boundary Layer Met., 1985, v. 32.- p. 133-154.

31. *Browning K.A., Pardoe C.W.* Structure of low level jet stream ahead of mid altitude cold fronts.- *Quart. J. Royal Met., Soc.*, 1973, v. 99, N 421.- p. 619-638.
32. *Garrat J.R.* The inland boundary layer at low latitudes. Part 1. The nocturnal Jet.- *Boundary Layer Met.*, 1991, v. 32, N 4.- p. 307-329.
33. *Gerber H., Chang Simon, Holt Teddy.* Evolution of a marine boundary layer jet.- *J. Atmos. Sci.*, 1989, v. 46, N 10.- p. 1312- 1326.
34. *Izumi Y., Barad M.L.* Wind and temperature variations during development of a low level jet.- *J. Appl. Met.*, 1963, N 2.- p. 668-673.
35. *Kimura F., Arakawa S.* A numerical experiment on the nocturnal low level jet over the Kanto Plain.- *J. Meteorol. Soc., Japan.*, 1983, N 61.- p. 848-861.
36. *Langland Roff H., Tag Paul M., Fett Robert W.* An ice breeze mechanism for boundary layer jets.- *Boundary Layer Met.*, 1989, N 1-2.- p. 177-195.
37. *Niewstadt F.I.* The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer .- *J. Atm. Sci.*, 1984, vol. 41.- p. 2202-2216. ,
38. *Pitchford K.L., London J.* The low level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest US.- *J. Appl. Met.*, 1962, N 1.- p. 43-47.
39. *Raymond D.J.* Instability of the low level jet and severe storm formation.- *J. Atm. Sci.*, 1978, v. 35, N 2.- p. 2274- 2280.
40. *Rider L.J.* low level winds at Green River, Utah.- *J. Appl. Met.*, 1966, N 6.- p. 283- 287.
41. *Song J, Liao K, Coulter R.L, Lesht B.M.* Climatology of the low-level jet at the Southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site. *Journal of Applied Meteorology* 2005; 44: 1593–1606.
42. *Thorpe J.I., Guymer T.H.* The nocturnal jet.- *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1973, N 103.- p. 633-653.
43. *Vukmirovich D.* The Koshava wind events during the Alpex special observing period.- *Zb. meteorol. i hidrol. rad.*, 1985, N 11.- p. 75-77.
44. *Wittich K.-P.* The nocturnal boundary layer over Northern Germany. An observational Study.- *Boundary Layer Met.*, 1991, V. 55, N 1-2.- p. 47-65.
45. *Zhou Jun, Henry Walter K.* The interface effect and the formation of a low level jet along the east side of the Rocky Mountains.- *Adv. Atm. Sci.*, 1987, 4, N 2.- p. 175-184.

**До проблеми моделювання струменевих течій нижніх рівнів  
Тимофеев В.Е.**

*Наведено результати моделювання струменевих течій нижніх рівнів (СТНР) в граничному шарі атмосфери з різним ступенем стійкості і різних синоптичних ситуаціях, як за даними окремих станцій, так і за даними обмеженої території. Найкращим чином відновлюються СТНР у внутрішньомасовій ситуації за наявності приземної інверсії температур повітря. Показано роль СТНР в розповсюдженні домішок після аварії на Чорнобильській АЕС.*

**Ключові слова:** *граничний шар, струменеві течії нижніх рівнів, затримуючий шар, вертикальний профіль, обмежена територія*

**To the problem of modelling of low-level jets  
Tymofeyev V.E.**

*The results of modelling of low-level jets (LLJ's) in the atmospheric boundary layer with different degree of stability and different weather situations are obtained, both from data of separate stations, and from data of the limited territory. In the best way LLJ's are reconstructed in air-mass situation at presence of the ground inversion of air temperature. The LLJ's role in distribution of pollutants after Chernobyl nuclear accident is shown.*

**Keywords:** *atmospheric boundary layer, low-level jets, delaying layer, vertical profile, limited territory*

## AIRBORNE RISK, REGIONAL VULNERABILITY AND POSSIBLE ACCIDENTAL CONSEQUENCES FROM NUCLEAR SITES IN THE EUROPEAN ARCTIC AND SUB-ARCTIC

Alexander Baklanov<sup>1,3</sup>, Prof., Dr. Sci., Alexander Mahura<sup>1,2</sup>, Ph.D., Jens Havskov Sørensen<sup>1</sup>, Ph.D., Olga Rigina<sup>4</sup>, Ph.D., Ronny Bergman<sup>5</sup>, Ph.D., Vladislav Golikov<sup>6</sup>, Ph.D., Sven Nielsen<sup>7</sup>, Ph.D., Boris Segerstahl<sup>8</sup>, Prof., Ph.D., Morten Sichel<sup>9</sup>, Ph.D.

<sup>1</sup>Danish Meteorological Institute, Copenhagen;

<sup>2</sup>Institute of Northern Environmental Problems, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia;

<sup>3</sup>Russian State Hydrometeorological University, St.-Petersburg, Russia;

<sup>4</sup>Danish Technical University, Lyngby, Denmark;

<sup>5</sup>Swedish Research Defence Establishment, Umea, Sweden;

<sup>6</sup>Institute of Radiation Hygiene, St.Petersburg, Russia;

<sup>7</sup>Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark;

<sup>8</sup>Thule Institute, University of Oulu, Finland;

<sup>9</sup>Norwegian Radiation Protection Authority, Oslo, Norway

*The paper presents achievements of the previous “Arctic Risk” project: “Atmospheric transport pathways, vulnerability and possible accidental consequences from the nuclear risk sites in the European Arctic (multidisciplinary network studies)” of the Nordic Arctic Research Programme (NARP) and several following research initiatives and projects. The main results include the development and testing of a methodology for complex nuclear risk assessment and vulnerability evaluation.*

**Keywords:** environmental contamination and risk modelling, atmospheric transport, nuclear risk sites, multidisciplinary nuclear risk and vulnerability assessments

**Introduction.** A number of dangerous nuclear risk sites (nuclear reactors, weapons and radioactive wastes) were located in the Arctic, especially in the Euro-Arctic region and adjacent areas. For example, in the Northwest Russia, there were about 90 nuclear reactors in operation, and more than 200 reactors are under – or waiting for decommission [9]. Furthermore, there are more than 10 storage sites for radioactive waste (RW), some of which contain large amounts of spent nuclear fuel (SNF). The large number of nuclear reactors (about 1/5 of all nuclear reactors in the world), presented on and along the Kola Peninsula, exceeds by far their concentration in any other region of the world [8].

Radioactive problems and the energy production in the Arctic and Sub-Arctic region are closely linked with nuclear reactors and their nuclear wastes, including commercial nuclear power plants (NPPs) and vessel nuclear power reactors.

There are two NPPs in the Arctic: the Kola NPP in the Murmansk county and the Bilibino NPP in the Chukotka autonomy region, both in the Russian Federation. Within 1000 km of the Arctic Circle there are additional 7 NPPs: one in Russia (Leningrad NPP close to St.-Petersburg), two in Finland (Loviisa and Olkiluoto NPPs), four in Sweden (Barsebäck, Forsmark, Oskarshamn and Ringhals NPPs). The main northern sites with vessel nuclear power reactors situated on the Kola peninsula (‘Atomflot’ with 10 nuclear icebreakers and five ships with RW and SNF), the Northern Navy bases along the Kola coast), shipyards in Severodvinsk of the Archangelsk region, the Far-East Navy bases on the Kamchatka Peninsula, US Navy bases with nuclear submarines and weapons (e.g., the Thule base on Greenland), as well as the nuclear powered icebreakers and other ships with SNF,

transporting by the Northern Sea Way, and submarines patrolled in the Arctic Ocean and northern seas.

Mining activity in the Arctic includes exploring of radioactive ore and minerals with radioactive elements. There are one uranium mining operation at Baker Lake in Canada, the Lovozero and Kovdor mining and refinery factories on the Kola Peninsula, where some mined ores, e.g. loparite, contain radioactive elements. Besides, there are several uranium and thorium deposits of a potential mining [19]. In the northern regions of Russia, 41 peaceful underground nuclear explosions (PUNEs) have been detonated, mostly in Siberia. The main application of the PUNEs was for mining and construction purposes. Three high-yield underground nuclear explosions have been done in Amchitka Island, Alaska, USA for seismic studies and warhead development between 1965 and 1971 [1].

However, the radiological environmental impact of these mining activity and PUNEs is very limited and has purely a local scale [1,16]. So, Chambers *et al.* [10] showed that the long-term population doses due to radon from uranium mill tailings were almost negligible.

Although there are a number of nuclear sites in the Arctic and Sub-Arctic, the existing radioactive contamination of the environment from these nuclear sites is not considerable for the regional scale [8,1,2]. For example, the Barents and Kara seas with about 2/3 of the world dumped nuclear wastes are some of the clearest seas in the world. Thus, the existing radionuclides there are mostly due to the releases from Sellafield (UK) and atmospheric nuclear tests. Monitoring systems around main NPPs under normal conditions show radioactivity levels comparable with the background level of radiation [1].

So, the main and most important radiological problem is the risk of potential severe accidents on nuclear reactors in the Arctic and the surrounding regions. The evaluation and classification of issues of high priority, given by Bergman and Baklanov [8], are mainly based on two risk categories regarding radiological consequences: I) those for which release is known to have occurred or for which a significant probability for release has been confidently estimated, and II) those expected to constitute a risk for considerable release provided the outcome of further analysis of certain steps in the event chain. Cases definitely known to belong to a "high risk" category, may comprise links needed to be more closely analysed in order to yield a satisfactory basis for the assessment process.

I. *Known or probable risk.* Among different objects and situations considered in the Known or probable risk, the Kola and Bilibino nuclear power plants, icebreakers and submarines at refuelling are classified as high risk objects.

II. *Potential risk.* The known and frequent incidence of accidents leading to criticality in reactors on submarines in operation, as well as during refuelling, give evidence of the prevalent risk for future scenarios with high risk of exposure of nearby populations, particularly to airborne releases. This accentuates a general concern for the high number of submarines present along the Kola and Kamchatka coasts. The final event chain for decommissioned nuclear submarines leading to complete scrapping involves certain steps of potential radiological concern. The stages 'Submarines to be decommissioned' and 'Scrapping of nuclear submarines' are identified as two of the most important cases in the risk category 'Potential risk'. Furthermore, subsequent steps dealing with acute storage problems for nuclear fuel, as well as radioactive waste in general also involve potential high risk.

Thus, analysis of published investigations, made within the bounds of the pilot KAS-project shows [8], that, although the main risk of radioactive contamination in the region is attributed to terrestrial nuclear objects, a majority of the existing projects of radiological research in the northern region are directed to estimation of radioactive contamination in seas and radiation risk from the sunken nuclear reactors or radioactive waste.

Although the radiological impact of RW dumping in northern seas may be significant on a local scale, the modelling results and the site specific observations [8,2,17] indicate that

dispersion of potentially released radionuclides in seas on regional and global scales would be of minor radiological importance. Calculations based on worst case scenarios for the nuclear reactors dumped in the Kara Sea show [11,18] that on the regional scale an instantaneous release of 1 PBq of  $^{137}\text{Cs}$  (the estimated present inventory from all the reactors) would result in a maximum individual dose below 5  $\mu\text{Sv}/\text{y}$  delivered to a fish eater. On a global scale the radiological impact is negligible, with a collective effective dose commitment from seafood ingestion of about 10 man Sv.

So, the main focus of this study should be directed to estimation of possible consequences from the most important and poorly investigated terrestrial objects of radiation risk: nuclear reactors in European Arctic and adjacent areas.

The risks for radioactive contamination and significant radiological consequences connected with sources in this or adjacent areas, in some cases predominantly affect the conditions at local and regional levels, yet in others appear to be far reaching, and of considerable concern for the whole Arctic region. Thus, it is of particular interest to expound on issues such as:

- *Which sources appear to be the most dangerous now or in the nearest future for those living close to and far from these sites?*
- *Which regions are at the highest risk from hypothetical accidental releases in the Arctic and Sub-Arctic?*

Frequent temperature inversions, together with low wind speed and high-pressure systems, during the Arctic winter allow pollutants to accumulate in the atmosphere of high latitude regions. “The State of the Arctic Environment” report of the Arctic Monitoring and Assessment Programme [1] has emphasised: “there are considerable shortcomings in the analysis available to the AMAP radioactivity assessment group that allow conclusions to be drawn about the probability and consequences of potential accidents in the nuclear power plants in the Arctic”. The final AMAP report [1] gives the following recommendation. “More authoritative and comprehensive evaluations should be made for the risk posed to human health and the environment by accidents in nuclear power installations. Assessments of the risk of releases of radionuclides and the radiological consequences for humans and the environment should be performed for all existing nuclear installations in, and near the Arctic”. From the point of view of the influence of physical and chemical processes on contaminant transport in the Arctic it was recommended [1]: through evaluation of pathways to determine 1) ‘contaminant focusing zones’ or 2) ‘zones of influence’ of known source regions. As one of most important area was emphasised the Murman (Kola) area, where the long-range zone of influence is not well known, despite having large industrial and municipal atmospheric emissions.

For estimation of the potential nuclear risk and vulnerability levels, and for regional planning of radiological environmental monitoring networks and emergency preparedness systems, for dangerous nuclear risk sites (NRSs) it is very important to determine:

- probability of an accident of a certain severity;
- geographical regions most likely to be impacted;
- probability and transport time to different geographical regions;
- probability and effects of the precipitation factor contribution by atmospheric layers;
- probability of the fast transport (i.e. in one day and less) when the impact of the short-lived radionuclides is of the most concern;
- yearly, seasonal and monthly variability of these parameters;
- choice of worst meteorological scenarios for case studies;
- possible contamination and effects on the population in case of an accident;
- site-sensitive hazards of potential airborne radioactive release;

- vulnerability to a radioactive deposition concerning its persistence in the northern latitude ecosystems with a focus on the transfer of certain radionuclides into food-chains and considering risk for different geographical areas and especially for native population;
- analyses of the risk, socio-economical and geographical consequences for different geographical areas and population groups applying available demographic databases and GIS-technology.

Previously, several studies [17,3,6,7,13,14,15] discussed some possible approaches and elements, and preliminarily investigated some of the above mentioned important issues. Most of the studies were done for certain meteorological situations / worst-case scenarios, so the results can be considered as case studies. For the Kola and Bilibino Nuclear Power Plants, possible impacts on the environment and population were considered for the local and regional scales, also based on the probabilistic approach.

However, it is very important to do such kind of study for the whole Arctic region from the main different nuclear risk objects (in particular, nuclear reactors). Different geographical areas and population groups, especially the native people, have different sensitivity, and this should be taken into account when considering geographical, social and economical consequences.

**Methodology.** The methodological approach for multidisciplinary nuclear risk and vulnerability assessments was suggested for estimation of nuclear risk to the population in the Nordic countries in case of a severe accident at nuclear risk sites (NRSs) (Fig.1). The main focus was on the evaluation of the atmospheric transport and deposition of radioactive pollutants from NRSs. The method developed was derived from a probabilistic point of view. The main question addressed was: *What is the probability for radionuclide atmospheric transport, deposition and impact to different neighbouring regions and countries in case of an accident at a risk site?*

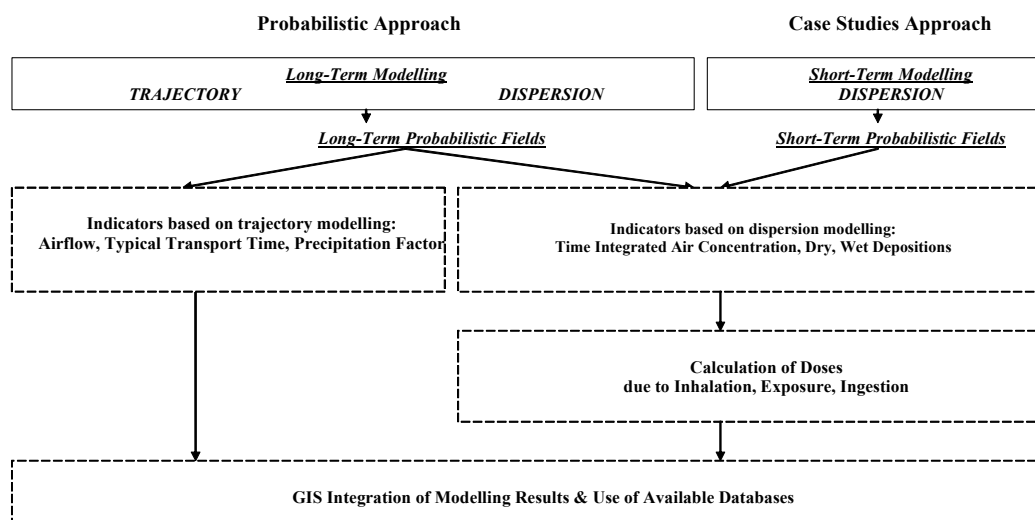


Fig. 1. General scheme of probabilistic assessment of risk sites' impact.

To answer this question a set of different tools was tested and applied:

(i) *Trajectory Modelling* - to calculate multiyear forward trajectories originating over the locations of selected risk sites; (ii) *Dispersion Modelling* - for long-term simulation and case studies of radionuclide transport from hypothetical accidental releases at sites; (iii) *Cluster Analysis* - to identify atmospheric transport pathways from sites and their temporal variability; (iv) *Probability Fields Analysis* - to construct annual, monthly, and seasonal NRS impact indicators to identify the most impacted and sensitive geographical regions;



(v) *Specific Case Studies* - to estimate consequences for the environment and population after a hypothetical accident; (vi) *Vulnerability Evaluation to Radioactive Deposition* - to describe its persistence in the ecosystems with a focus to the transfer of certain radionuclides into the food chains of key importance for the intake and exposure for a whole population and certain population groups; (vii) *Risk Evaluation and Mapping* - to analyse environmental, social, economical, etc. consequences for different geographical areas and various population groups taking into account social-geophysical factors and probabilities, and using demographic databases based on GIS analysis.

This methodology was tested on examples of 24 risk sites located in Arctic, Sub-Arctic, and Northern Europe. The sites included the nuclear power plants' reactors, nuclear reprocessing plant, nuclear submarine, decommissioning site, and former nuclear weapons testing site.

**Results and discussions.** The focus further is on application of long-term dispersion modelling results for assessment of risk site impact [3,6,7,13–15]. The **Danish Emergency Response Model for Atmosphere (DERMA)** [20] was used to simulate long-term (2001-2003) atmospheric transport, dispersion, and deposition of radionuclides from selected NRSs. As input meteorological data, DERMA used: **Numerical Weather Prediction (NWP)** model data from different operational versions of DMI-HIRLAM and ECMWF global model data.

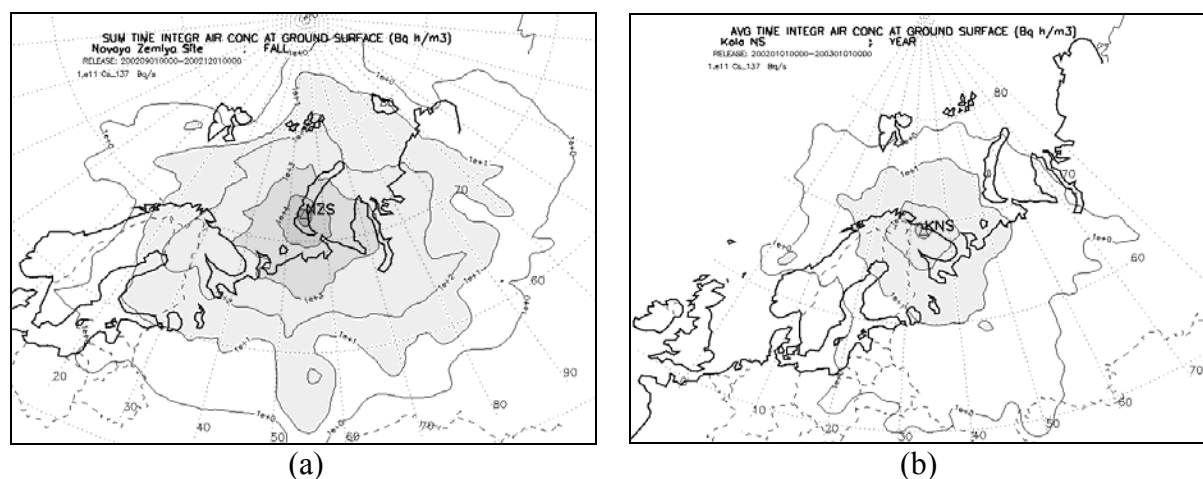


Fig. 2. Time integrated air concentration – (a) fall summary and (b) annual average – fields resulting from a hypothetical accidental release at the (a) Novaya Zemlay Archipelago, Russia and (b) Kola Repairmen Shipment Yard, Kola Peninsula, Russia.

The following variables (for a daily continuous discrete unit hypothetical release (DUHR) of  $^{137}\text{Cs}$  at risk sites at rate of  $10^{11}\text{Bq/s}$ ) were calculated: 1) air concentration ( $\text{Bq/m}^3$ ) in the surface layer; 2) time integrated air concentration, TIAC ( $\text{Bq}\cdot\text{h/m}^3$ ); 3) dry deposition, DD ( $\text{Bq/m}^2$ ), and 4) wet deposition, WD ( $\text{Bq/m}^2$ ) fields. Then, these fields were interpolated into a gridded domain ( $30\text{--}89^\circ\text{N}$  and  $60^\circ\text{W}\text{--}135^\circ\text{E}$ ) with a resolution of  $0.5^\circ$  latitude vs.  $0.5^\circ$  longitude, and these fields were limited by 5 days of atmospheric transport of radioactive matter after release ended at risk sites.

Then, the dispersion modelling results can be analysed in a similar manner as for trajectory modelling [5,12]. Two approaches were considered to construct probability fields for the TIAC, DD, and WD patterns. The first approach (based on the results of dispersion modelling) considers the distribution of the total sum of daily continuous DUHR of radioactivity at the site during the time period of interest (month, season, or year), and field is

called the summary field (as shown in Fig. 2a). The second approach is simply based on calculating the average value from the summary field obtained in the first approach, and field is called the average field (as shown in Fig. 2b,3).

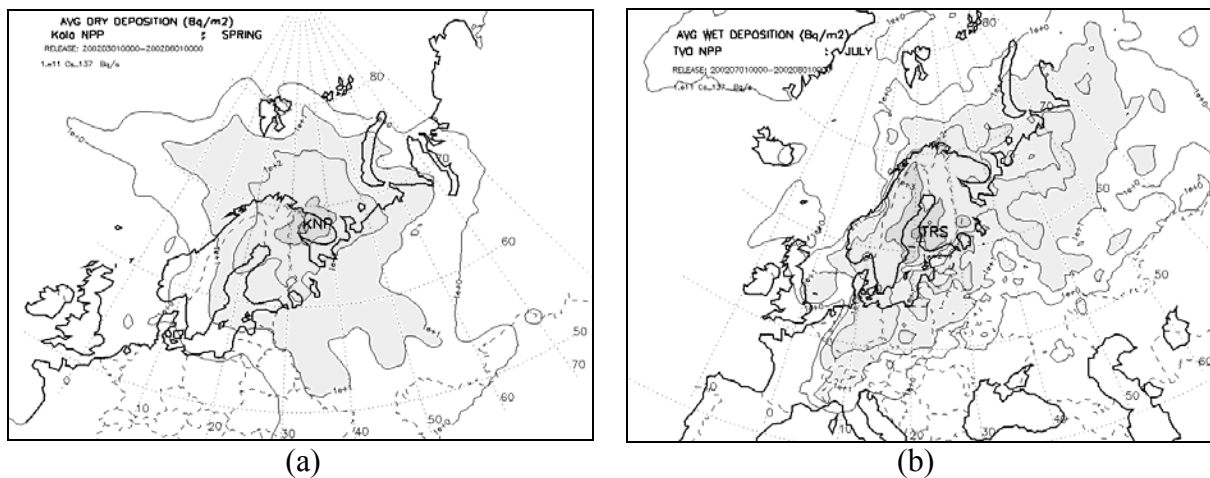


Fig. 3. Average (a) spring dry deposition and (b) July wet deposition fields resulting from the hypothetical accidental release at the (a) Kola plant, Russia and (b) Olkiluoto plant, Finland.

Further, different food chains and exposure approaches for Northern Europe (see overview by *Baklanov et al.*, [4]) and the “Gridded Population of the World” database (<ftp://ftp.ciesin.org/pub/gpw/europe/>) were used to estimate doses. The calculated concentration and deposition fields for each site were integrated into GIS. All fields were represented by multiple thematic layers converted into gridded domains of similar sizes, and these were interpolated to corresponding grids for further estimation of doses (individual/or total and collective on an annual and seasonal basis) resulting from DUHR at sites.

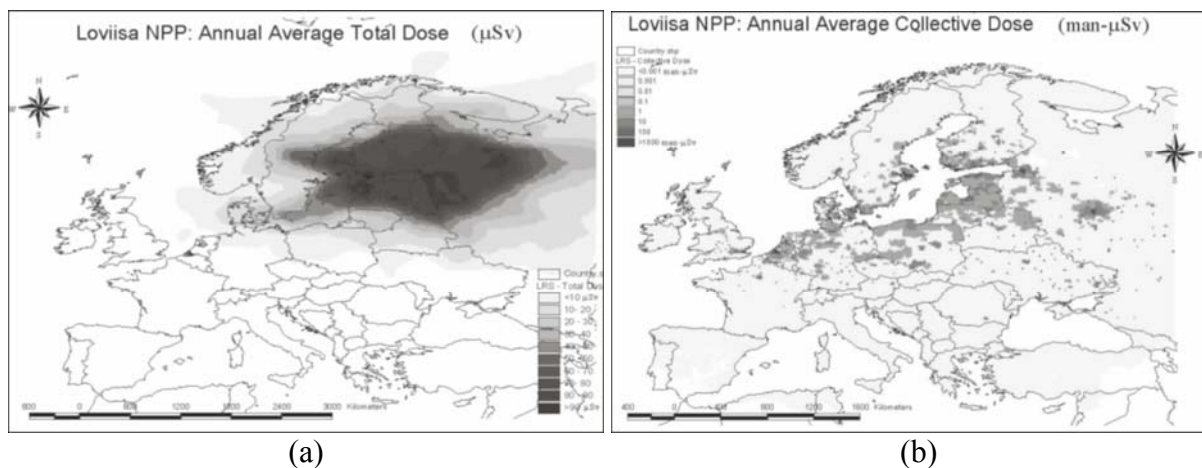


Fig. 4. Annual average (a) total/ individual and (b) collective doses resulting from a hypothetical accidental release at the Loviisa plant, Finland.

The doses can be evaluated by averaging on a scale of countries’ boundaries, or regions, counties, administrative units, etc. Fig. 3a shows the annual average total (or individual) dose resulting from DUHR at the Loviisa plant. In general, the structure of the calculated dose’ field is similar to the total deposition pattern. Fig. 3b shows the annual average collective doses at the same plant. These are strongly depending on the population

density. Therefore, the higher collective doses are characteristic for the urbanized and populated regions of the European countries where for such releases it can be more than 100 man- $\mu$ Sv. The northern (less populated) as well as the remotest territories with respect to the site show the lower doses of less than 0.001 man- $\mu$ Sv. The annual and seasonal variability of the average individual and collective doses for other NRSs selected in the Arctic Risk project is shown in (Baklanov *et al.*, [4]).

**Conclusions.** The proposed approaches, methods, and results can be used by national and international organisations, programmes, etc. performing monitoring and control of the pollution situation; nuclear emergency response, administrative, decision-making, etc. services. It can be used for assessment of monitoring networks and environmental quality, efficiency of environmental protection measures; estimation of potential risk and vulnerability of regions, consequence analysis, probabilistic assessment of local-, regional-, and long-range transport of pollution resulting from short-term accidental or continuous routine releases or discharges of pollution from NCB (nuclear, chemical, biological) and natural hazard sites; during evaluation and decision-making process for construction of a new facility or complex of enterprises posing potential risk of NCB contamination for neighbouring regions, environment, and population; improvement in planning the emergency response and decision-making to potential accidental releases from risk sites of nuclear, chemical, and biological danger.

**Acknowledgments.** Grants of the Nordic Arctic Research Programme and Nordisk Forskerutdanningsakademi and the RF SOL No 11.G34.31.0078 grant are gratefully acknowledged.

## References

1. AMAP (1998) *AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues*. Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norway, 859 pp.
2. ANWAP (1997) *Radionuclides in the Arctic seas from the former Soviet Union: Potential health and ecological risks*. Eds. D. Layton, R. Edson and B. Napier. Arctic Nuclear Waste Assessment Program, Office of Naval Research (ONR), USA.
3. Baklanov A., J.H. Sørensen, A. Mahura (2007) Methodology for Probabilistic Atmospheric Studies using Long-Term Dispersion Modelling. *Environ. Model. Assess.*, vol. 13, no. 4, pp. 541-552, 2008, DOI 10.1007/s10666-007-9124-4
4. Baklanov A. (Ed.), A. Mahura, O. Rigina, R. Bergman, V. Golikov, S. Nielsen, B. Segerstahl, M. Sickel, J.H. Sørensen (2003) Evaluation of Doses, Risks, Vulnerabilities and Consequences for Population and Environment in Euro-Arctic region. AR-NARP Project, *DMI Scientific Report*, 03-17, 65p.
5. Baklanov, A., A. Mahura (2004) Assessment of possible airborne impact from risk sites: methodology for probabilistic atmospheric studies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Vol. 4, pp 485-495.
6. Baklanov, A., A. Mahura, J.H. Sørensen, O. Rigina, R. Bergman (2002) Methodology for Risk Analysis based on Atmospheric Dispersion Modelling from Nuclear Risk Sites. *Danish Meteorological Institute, DMI Scientific Report*, 02-16, ISBN: 87-7478-470-6, 54 p.
7. Baklanov, A., A. Mahura, L. Nazarenko, N. Tausnev, A. Kuchin, O. Rigina (2012): *Atmospheric Pollution and Climate Change in Northern Latitudes*. Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, 106 pp. Book in Russian, УДК 504+551+621.039
8. Bergman, R. & Baklanov, A. (1998) *Radioactive sources in main radiological concern in the Kola-Barents region*. FRN-FOA publication, Stockholm, July 1998. 82 p.
9. Bohmer, N., A. Nikitin, I. kudrik, T. Nilsen, M. McGovern, A. Zolotkov (2001) *The Arctic Nuclear Challenges*. Bellona Report, Vol. 3.

10. Chambers, D.B., L.M. Lowe, R.H. Stager (1998) Long term population dose due to radon from uranium mill tailings. The Uranium Institute. Twenty Third Annual International symposium 1998.
11. Harms, I.H. (1995) Local and regional scale scenarios of Cs-137 released from waste dumped in the Kara Sea. In: The 2<sup>nd</sup> International Conference on Environmental radioactivity in the Arctic. Oslo, August 21-25, 1995, NRPA.
12. Mahura A., Baklanov A., (2003) Assessment of possible airborne impact from nuclear risk sites - Part II: probabilistic analysis of atmospheric transport patterns in Euro-Arctic region. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, Vol. 3, pp 5319-5356.
13. Mahura A., Baklanov A., Sørensen J.H. (2005a) Long-Term Dispersion Modelling: Assessment of Atmospheric Transport and Deposition Patterns from Nuclear Risk Sites in Euro-Arctic Region. *J. Computational Technologies*, 10(2): 112-134.
14. Mahura A. G., A. Baklanov, J.H. Sørensen, F.L. Parker, V. Novikov, K. Brown, K. L. Compton (2005b) Assessment of potential atmospheric transport and deposition patterns due to Russian Pacific fleet operations. *Environmental Monitoring and Assessment*, 101, 261 - 287.
15. Mahura A., A. Baklanov, J.H. Sørensen (2009) Estimation of Potential Impact on Copenhagen Denmark, due to Accidental Releases at Nuclear Risk Sites, *International Journal of Environment and Pollution*, 39(1/2), 159-167.
16. Melnikov, N.N., V.A. Naumov, V.P. Konoukhine, P.V. Amosov, S.A. Goussak, A.V. Naumov (2001) *Radioecological aspects for the safety of radioactive waste and spent fuel underground disposal in the European North of Russia*. Kola Science Center, Apatity. 194 p.
17. NACC (1998) *Cross-border environmental problems emanating from defence-related installations and activities*. Vol 1. Phase 1: 1993-1995. Report no 204. North Atlantic Treaty Organisation.
18. Ostvach, I., S. Ballestra, M.S. Baxter et al. (1995) IAEA-MOL's contribution to the investigation in the Kara sea dumping sites. In: The 2<sup>nd</sup> International Conference on *Environmental radioactivity in the Arctic*. Oslo, August 21-25, 1995, NRPA.
19. Pryde, P.R. and D.J. Bradley (1994) Geography of radioactive contamination in the former USSR. *Post-Soviet Geography*, 10, 557-593.
20. Sørensen, J. H., A. Baklanov and S. Hoe (2007) The Danish Emergency Response Model of the Atmosphere. *J. Envir. Radioactivity*, 96: 122-129.

**Екологічний ризик забруднення атмосферного повітря, регіональна уразливість та можливі наслідки від об'єктів радіаційного ризику в Європейській Антарктиці та Субарктиці.**

**Олександр Бакланов та інші.**

*Стаття представляє результати, отримані в рамках проекту "Arctic Risk": „Шляхи перенесення в атмосфері, уразливість та можливі випадкові наслідки від ядерних зон ризику в Європейській Арктиці (міждисциплінарне сітьове дослідження)” та подальших наукових проектів. Головні результати включають розробку та перевірку методології для комплексної оцінки радіаційного ризику та регіональної уразливості.*

**Ключові слова:** забруднення навколишнього середовища та моделювання ризику, атмосферні переноси, зони ядерної небезпеки, оцінка уразливості

**Экологический риск загрязнения атмосферного воздуха, региональная уязвимость и возможные последствия от объектов радиационного риска в Европейской Арктике и Субарктике.**

**Александр Бакланов и др.**

*Статья представляет результаты, полученные в рамках проекта "Arctic Risk": "Пути переноса в атмосфере, уязвимость и возможные случайные последствия от ядерных зон риска в Европейской Арктике (междисциплинарное сетевое исследование)" и последующих научных проектов. Главные результаты включают разработку и проверку методологии для комплексной оценки радиационного риска и региональной уязвимости.*

**Ключевые слова:** загрязнение окружающей среды и моделирование риска, атмосферные переносы, зоны ядерной опасности, оценка уязвимости

УДК 551.510.42

Аршинов М.Ю., к.ф.-м.н., Белан Б.Д., д.ф.-м.н., Давыдов Д.К., Савкин Д.Е.,  
Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В.

*Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН*

## **МЕЗОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ОЗОНА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА В ТОМСКОМ РЕГИОНЕ (2010-2012 гг.)**

*В работе были рассмотрены, на основе 3-летних наблюдений в приземном слое воздуха Томской области, особенности годового и суточного хода приземной концентрации озона (ПКО) на 4 постах с разными уровнями антропогенного загрязнения (городским, пригородным и фоновым) и вертикальное распределение на БЭКе и Фоновой. Показано, что между постами наблюдаются заметные различия, как в годовом, так и в суточном ходе.*

**Ключевые слова:** атмосфера, воздух, мезомасштаб, озон

**Введение.** Атмосфера представляет собой сложную физико-химическую систему, находящуюся во взаимодействии с земной поверхностью, океаном и биосферой. Ее состав непрерывно меняется. На рубеже XX и XXI столетий эти изменения резко ускорились в результате быстрого роста населения и интенсивной человеческой деятельности. Промышленностью, транспортом, коммунальными службами в атмосферу выбрасываются опасные для человека и живой природы химически активные и токсичные соединения. Некоторые из них формируются непосредственно в воздушной среде из относительно нейтральных химических предшественников. Такие вещества как углеводороды, окислы азота, серы и углерода способны изменять окислительные свойства атмосферы, т.е. возможность атмосферы трансформировать загрязняющие примеси в нейтральные формы и выводить их из воздушной среды. [9].

Изучение приземного озона в настоящее время носит достаточно широкий масштаб и, несмотря на большое количество имеющихся публикаций исследования динамики озона в приземном слое атмосферы остаются по-прежнему актуальными. Усиление в последнее время внимания в мире к наблюдениям приземного озона связано со следующими основными факторами. Во-первых, озон является токсичным загрязнителем атмосферы, оказывающим при превышении предельно допустимой концентрации (ПДК) негативное воздействие на здоровье человека и сильно снижают биологическую продуктивность растений, в том числе, и сельскохозяйственных культур [15] и относится к веществам первого класса опасности. Всемирная организация здравоохранения включила озон в список пяти основных загрязнителей атмосферы, содержание которых необходимо контролировать при определении качества воздуха [10]. Во-вторых, озон играет ключевую роль в химических и фотохимических процессах в тропосфере, обуславливая ее окислительную способность. В-третьих, беспокойность вызывают наблюдаемый в обширных континентальных районах Северного полушария как общий рост тропосферного и приземного озона, так и эпизоды с его повышенными значениями. В немалой степени резко возросший объем исследований приземного озона в последние два десятилетия связан с появлением сравнительно недорогих, высокоточных и способных работать в автономном режиме средств измерений концентрации озона [12]. Временное поведение приземного озона тесно связано и во многом определяется поведением других малых газовых составляющих атмосферы (МГС), в первую очередь, оксидов азота (NO и NO<sub>2</sub>), оксида углерода, широкой группы так называемых летучих органических соединений (английское сокращение - VOC) и других соединений, однако данных об этих соединениях гораздо меньше и они менее надежны.

**Географическое положение и описание измерительных пунктов.** С 1991 года ИОА СО РАН стал соисполнителем проекта TOR (Tropospheric Ozone Research) программы EUROTRAC (Европейский эксперимент по изучению переноса и трансформации важных для исследований окружающей среды малых газовых и аэрозольных компонентов в тропосфере над Европой). Томск был выбран в качестве контрольной точки для европейских исследователей. Этому во многом способствовало его географическое положение. В особенности тот факт, что он расположен в зоне бореальных лесов. До создания TOR-станции на этом же месте с сентября 1989 года непрерывно велся мониторинг приземной концентрации озона.

Программа работ по TOR- проекту предполагала организацию постов мониторинга озона и компонентов озонового цикла. Основными целями данного проекта являлись: 1) оценка трендов концентрации тропосферного озона и его предшественников, и механизмы их формирования, вклад фотохимических и динамических процессов в наблюдаемые тренды, моделирование долговременных изменений газового состава атмосферы; 2) процессы вертикального обмена озоном между планетарным пограничным слоем и свободной тропосферой, тропосферой и стратосферой; 3) периодические вариации концентрации тропосферного озона различного масштаба (сезонные и суточные вариации), механизмы этих вариаций и их моделирование, влияние процессов переноса и синоптических процессов на вариации приземного озона.

TOR – станция имеет координаты 56°28'41"с.ш., 85°03'15" в.д.. Она представляет собой автоматический пост, который расположен в здании станции высотного зондирования ИОА СО РАН на северо-восточной окраине Академгородка г. Томска. Рядом со станцией отсутствуют промышленные объекты и автомагистрали, что снижает влияние местных источников газа и аэрозоля. Так как станция расположена в зоне бореальных лесов, то вокруг нее имеются небольшие лесные массивы лиственных и хвойных пород. При направлении переноса воздушных масс с западной составляющей, пост оказывается под влиянием воздуха, прошедшего через территорию города Томска и обогащенного выбросами промышленности и автотранспорта. В остальных случаях воздух поступает из фоновых районов, в которых высока доля лесных массивов и отсутствуют какие-либо промышленные предприятия. Более подробно сведения о данном poste изложены в [4].

Кроме этого ИОА СО РАН располагает двумя обсерваториями. С 2006 г. начал работать пост мониторинга состава воздуха на территории обсерватории «Фоновой», вблизи п. Киреевск, находящейся в 60 км к западу от города на берегу р. Обь. Он имеет координаты 56°25'07" с.ш., 84°04'27" в.д. и высоту 80 метров над уровнем моря. Данный пост достаточно удален от мощных источников антропогенного загрязнения, что позволяет использовать его в качестве фонового при изучении физико-химических процессов в нижней тропосфере прилегающих территорий.

В 2007 году измерения начались на базовом экспериментальном комплексе (БЭКе), расположенном на северо-восточной окраине города Томска. Он имеет координаты 56°28'49" с.ш., 85°06'08" в.д. и высоту 170 метров над уровнем моря. На станциях обеих обсерваторий установлены идентичные автоматические комплексы для измерения широкого набора метеорологических величин, концентраций малых газовых примесей и аэрозолей в приземном слое атмосферы. Оба комплекса оборудованы вантовыми мачтами «Унжа-2», оснащенными соответствующими датчиками на четырех высотных уровнях. Из рис. 1 видно, что при преобладающем западно-восточном переносе воздух будет последовательно проходить вначале через полигон «Фоновый», затем через город Томск и только потом попадать на БЭК. Более подробно информация об этих постах приведена в [3].

В 2004 году был введен в эксплуатацию пост Березоречка. Пост представляет собой оснащенную исследовательским оборудованием мачту расположенную внутри большого лесного массива на удалении 54 км от г. Томска. Пост имеет координаты  $56^{\circ}08'56''$  с.ш. и  $84^{\circ}19'58''$  в.д..

Географическое положение постов имеет определяющее значение для репрезентативности получаемых на посту данных. Взаимное расположение постов приведено на рис. 1.

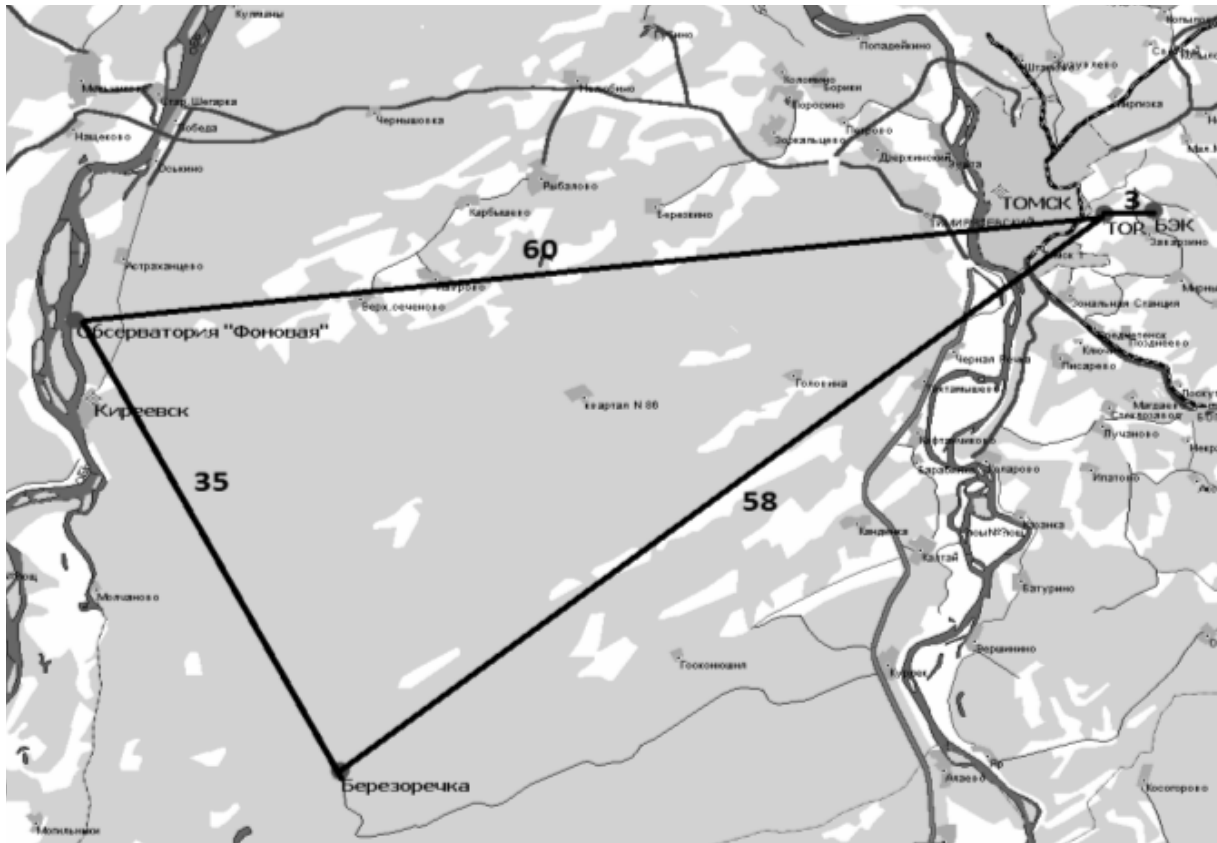


Рис.1. Расположение постов контроля озона на территории Томской области.

**Оборудование и методы измерений.** В качестве измерительного средства приземной концентрации озона на TOR-станции, БЭЖе и обсерватории «Фоновой» используется хемилюминесцентный газоанализатор типа 3-02П, разработанный и изготовленный предприятием ЗАО «ОПТЭК» (г. Санкт-Петербург), который регулярно калибруется с помощью генератора ГС-024-2 того же изготовителя. Забор воздуха на TOR-станции осуществляется через тефлоновые трубки с высоты 5 метров, на БЭЖе и «Фоновой» с высот 10 и 30 метров. На посту Березоречка измерения осуществляются с помощью ультрафиолетового газоанализатора DuLec (Япония) модель 1150. Отбор проб воздуха для анализа приземной концентрации озона осуществляется через тефлоновую трубку с высоты 10 метров. Характеристики озонометров приведены в табл. 1.

Измерения на всех постах осуществляются ежечасно и круглосуточно. Отсчеты производятся с частотой 1 Гц и затем осредняются за 10 минутный промежуток времени. Для исследования динамики концентрации озона в приземном слое воздуха на мезомасштабном уровне был взят ряд наблюдений среднечасовых отсчетов за 2010-2012 гг. В массиве данных имеются разрывы наблюдений из-за отключения

электричества, выхода из строя оборудования во время гроз и других неблагоприятных гидрометеорологических явлений, снятия оборудования в ремонтных и калибровочных целях.

Таблица 1 -Технические характеристики измерительных приборов

Технические характеристики	3-02 П	DyLec модель 1150
Диапазон измерения	1-500 мкг/м <sup>3</sup>	Нижний диапазон 0-0,2 млн <sup>-1</sup>
		Верхний диапазон 0-0,5 млн <sup>-1</sup>
Относительная погрешность	±20%	± 0,5% (от полной шкалы )
Температура окружающего воздуха	+10...+35°C	+5...+ 40°C
Страна производитель	Россия	Япония

В каждом пункте проводились также измерения метеопараметров (температура, влажность, скорость и направление ветра, атмосферное давление воздуха и др).

**Обсуждение полученных результатов.** В мировой литературе имеется небольшое количество работ по мониторингу концентрации приземного озона на мезомасштабном уровне и относится, как правило, к урбанизированным районам, большим городам, промышленным комплексам[5,14].

Наличие газоанализаторов озона в четырех пунктах Томской области, расположенных на относительно небольшом удалении друг от друга (до 60 км), в условиях разного уровня антропогенного загрязнения атмосферы (город, пригород, фоновый, лесной районы), позволяет провести сопоставление динамики его концентрации на мезомасштабном уровне. Напомним, что для тропосферы крупномасштабные пространственные масштабы корреляции по нулевому уровню для озона составили расстояние от 500 до 1000 км, временные от 1.5 до 3.5 дней [7,22].

Осредненный годовой ход приземной концентрации озона за 2010-2012 гг. на территории Томской области представлен на рис. 2.

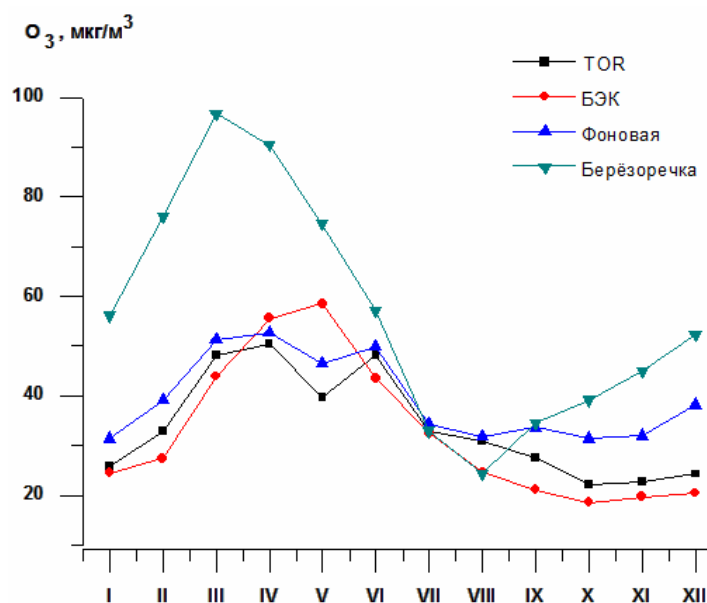


Рис.2. Осредненный годовой ход приземной концентрации озона (2010-2012) в Томской области.



Из рис. 2 видно, что на всех исследуемых постах происходит значительное возрастание ПКО от января к марту, приблизительно на 20-40 мкг/м<sup>3</sup>. На БЭЖе данный рост продолжается до мая. За счет этого роста происходит формирование годового максимума ПКО, который наблюдается в весной (март-май) на всех исследуемых постах. На Березоречке максимум годового хода был достигнут в марте, который в 2 раза интенсивнее, чем в Академгородке и на Фоновом. Максимум на БЭЖе наступил в мае и, скорее всего, был обусловлен появлением фитонцидов от лиственных деревьев и цветения травостоя. На территории обсерватории «Фоновая» и TOR-станции максимумы несколько сглажены и наблюдаются в течение нескольких месяцев (март-июнь) с максимальными значениями в апреле. Различие концентрации озона в приземном слое атмосферы между фоновым районом (Фоновая) и городом (TOR) обнаруживается только в холодное полугодие, что вызвано дополнительным разрушением озона в реакциях с загрязняющими веществами в городской атмосфере [8].

По поводу весеннего максимума в литературе нет единого мнения. Некоторые ученые пришли к выводу, что он имеет либо антропогенную природу, либо является следствием переноса предшественников озона к месту наблюдений. Не отвергая этого вывода, можно прийти к тому, что основная причина наступления столь раннего максимума на Березоречке связана с ее месторасположением, которая окружена со всех сторон лесными массивами лиственных и хвойных пород. Последние являются мощнейшими источниками генерации терпенов и изопренов, которые зависят от температуры воздуха в весенний период и из которых в естественных условиях и образуется озон.

Обращает на себя внимание еще один факт - минимальные приземные концентрации озона на постах в Березоречке и обсерватории «Фоновая» приходятся на конец летнего периода (июль-август). Ранее в литературе о подобном явлении не сообщалось. Это требует отдельного, дополнительного исследования. На TOR-станции и БЭЖе минимумы концентрации озона, как и на большинстве станций, наблюдаются в зимнее время.

Среднегодовые концентрации озона, полученные в период 2010-2012 гг. в приземном слое воздуха в Томском регионе, приведены в табл. 2.

Таблица 2- Средние годовые концентрации приземного озона (мкг/м<sup>3</sup>), полученные на станциях мониторинга Томской области.

Район измерений	Высота отбора проб, м	2010	2011	2012	2010-2012
TOR	5	35,1± 6,6	37,4± 15,7	31,3± 13,6	34,7± 10,6
БЭЖ	10	40± 23,3	30,7± 9,75	27,2± 15,3	32,6± 14,2
	30	42,1± 25,6	31± 10,2	27,1± 15,4	33,6± 15,54
ФОН	10	33,2± 5,9	46± 10,8	38,9± 11	39,6± 3,96
	30	35± 6,1	50,3± 12,6	48,3± 14,5	44,3± 9,7
Березоречка	10	69,1± 20,7	57,7± 27,5	54,8± 21,4	57± 23,6

Согласно представленным в таблице данным, средняя годовая (за 2010-2012 гг.) концентрация озона на TOR-станции и БЭЖе различается незначительно и составляет приблизительно 33 мкг/м<sup>3</sup>. Самые большие средние концентрации приземного озона были зарегистрированы на постах, которые находятся в фоновых районах. На Березоречке оно составило 57 мкг/м<sup>3</sup>, а на Фоновом 39,6 мкг/м<sup>3</sup>.

Суточный ход концентрации озона в приземном слое воздуха исследовался в достаточно большом количестве работ [10-12, 16-18,20,21,23,24,26]. Основные результаты измерений в этих работах подобны.

На рис.3 представлен среднегодовой суточный ход концентрации озона, рассчитанный по всему массиву данных за 2010-2012 гг.

Суточный ход концентрации озона в приземном слое воздуха определяется воздействием природных и антропогенных факторов. Наблюдаемый в урбанизированных и непромышленных областях равнинных континентальных районов суточный ход имеет максимум днем и минимум – ночью [13,19,25], как и представленный на рис. 3.

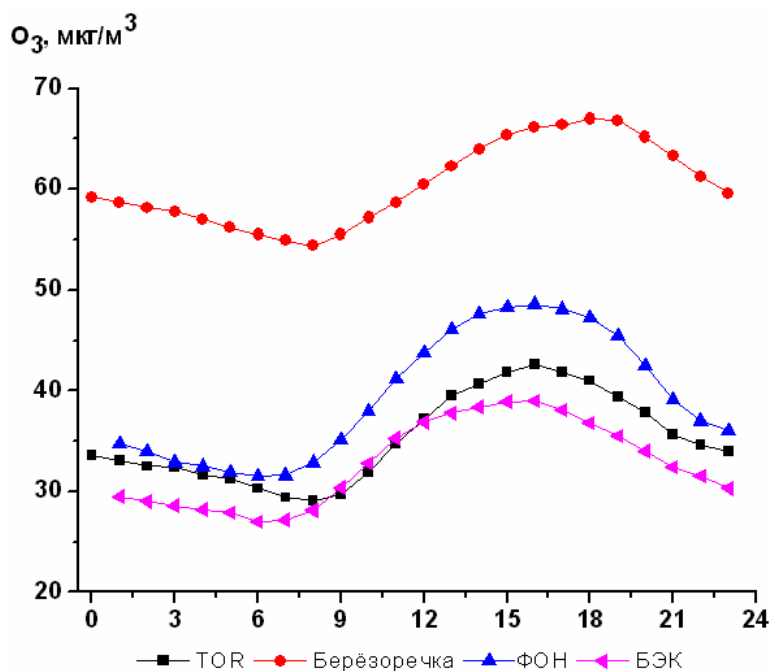


Рис. 3. Средний суточный ход приземной концентрации озона в Томской области за 2010-2012 гг.

Амплитуда суточного хода приземной концентрации озона немного больше в фоновых районах (Фоновая, Берёзорежка), чем в городских или пригородных. Амплитуда суточного хода концентрации озона находится в значительной зависимости от сезона года, о чем свидетельствуют приведенные данные на рис.4.

По отношению к другим месяцам, среднемесячные суточные хода концентрации озона, которые изображены на рис. 4 для января, выражены слабо и имеют почти нейтральный характер на всех исследуемых постах мониторинга. Наличие снежного покрова приводит к сглаживанию суточного хода концентрации озона в приземном слое атмосферы, поскольку на поверхности снега разрушение озона идет менее интенсивно по сравнению с поверхностью открытого грунта [5,14].

В апреле среднемесячные суточные хода концентрации озона, выражены сильнее, чем в зимние месяцы на всех постах. Уже в весенние месяцы начинает наблюдаться увеличение потока солнечной радиации и сход снежного покрова, за счет чего в атмосферу начинает поступать в больших количествах озonoобразующие вещества и растительные углеводороды (терпены, изопрены). В связи с этим, начинается активная генерация озона в приземном слое и происходит увеличение суточных амплитуд концентрации озона. Поэтому среднемесячные суточные хода становятся более

выраженными, чем в зимние месяцы. За счет увеличения потока солнечной радиации и начала генерации озона в приземном слое происходит увеличение суточных амплитуд концентрации озона и они становятся более выраженными, чем в предыдущие месяцы. В апреле в полуденные часы становится возможным полное разрушение инверсий в приземном слое с поступлением сюда обогащенных озоном масс воздуха, и поэтому дневные концентрации превышают ночные. Это, как было показано в [2], является первопричиной начала фотохимической генерации озона. В дальнейшем продолжительность периода с неустойчивой стратификацией в дневные часы будет увеличиваться, так как утренний переход от отрицательных значений к положительным происходит все в более ранние часы, а обратный – в более поздние[8].

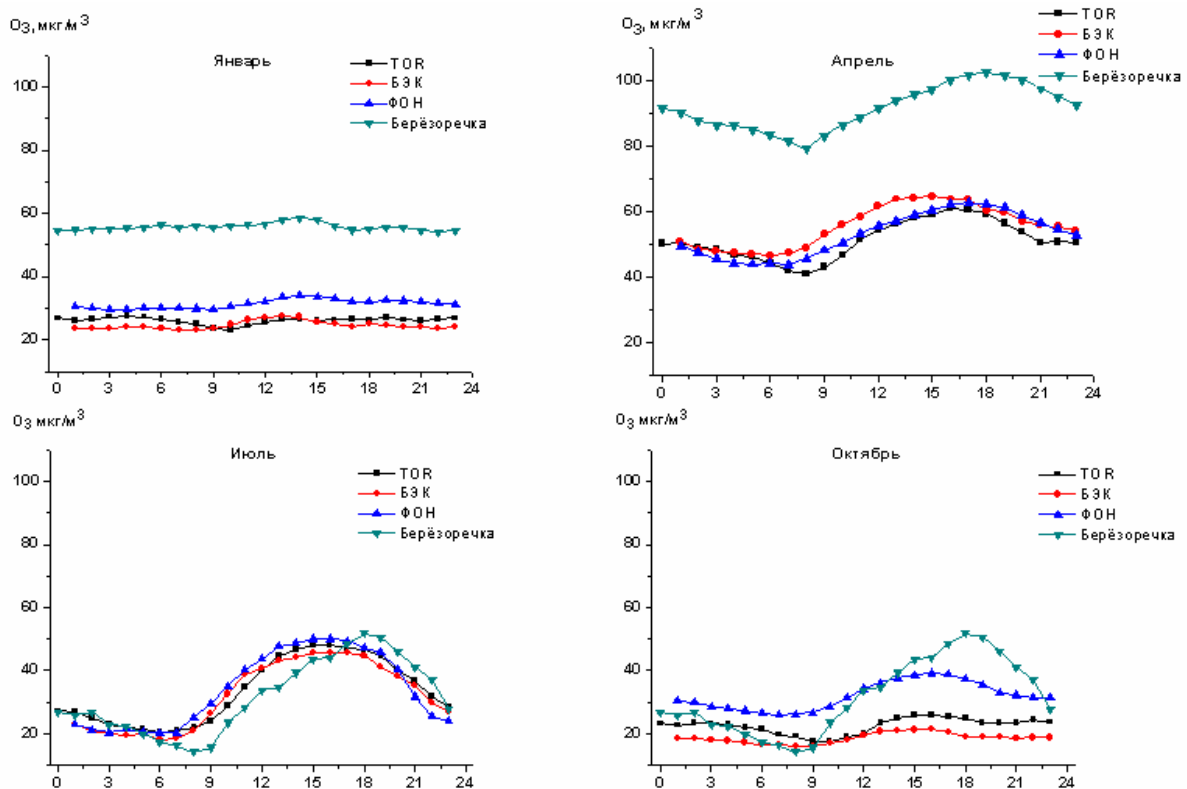


Рис. 4. Суточный ход приземной концентрации озона для центральных месяцев каждого сезона, осредненный за 2010-2012гг.

По отношению к другим месяцам, среднемесячные суточные хода концентрации озона за 2010-2012 гг., которые изображены на рис. 4 для июля имеют почти одинаковый по своему значению суточный ход на всех постах мониторинга. Амплитуда в июле схожа с амплитудой, которая наблюдалась в апреле. Различие лишь в том, что в апреле концентрация больше. Положительная связь максимальных концентраций озона и температуры воздуха свидетельствует в пользу фотохимических процессов, приводящих к образованию озона, т.к. скорость элементарных реакций фотохимического образования озона экспоненциально увеличивается с ростом температуры.

По отношению к предшествующим месяцам, суточная амплитуда в октябре снизилась почти в 2 раза на Фоновой, БЭКе и ТОР-станции, а на Берёзорежке она осталась приблизительно такой же. Понижение суточной амплитуды может быть связано с наступлением дождливого осеннего периода, к тому же в октябре начинает

выпадать первый снег. Из вышесказанного можно предположить, что в осенний период концентрация становится меньше потому, что оказывает сильное воздействие подстилающая поверхность. В сентябре и октябре на ней, в результате дождей, скапливается большое количество влаги, которая приводит к большей деструкции озона. Также, начинает прекращаться поступление в атмосферу терпенов и изопренов от растительности, из которых в естественных условиях и образуется озон.

Из рис. 4 можно сделать вывод, что в холодный период большая амплитуда наблюдается на постах, которые находятся на относительно небольшом удалении от Томска. В теплый период амплитуда на всех станциях становится приблизительно одинаковой, что свидетельствует об общем механизме формирования поля приземного озона на этих станциях.

Поскольку забор воздуха на БЭЖе и обсерватории Фоновой осуществляется с двух высот (10 и 30 метров), то можно оценить направление потока озона в приземном слое воздуха [6].

На рис.5 представлены графики годовых ходов концентраций озона на этих постах на двух уровнях, которые построены по среднемесячным значениям концентраций озона усредненным за 2010-2012 гг.

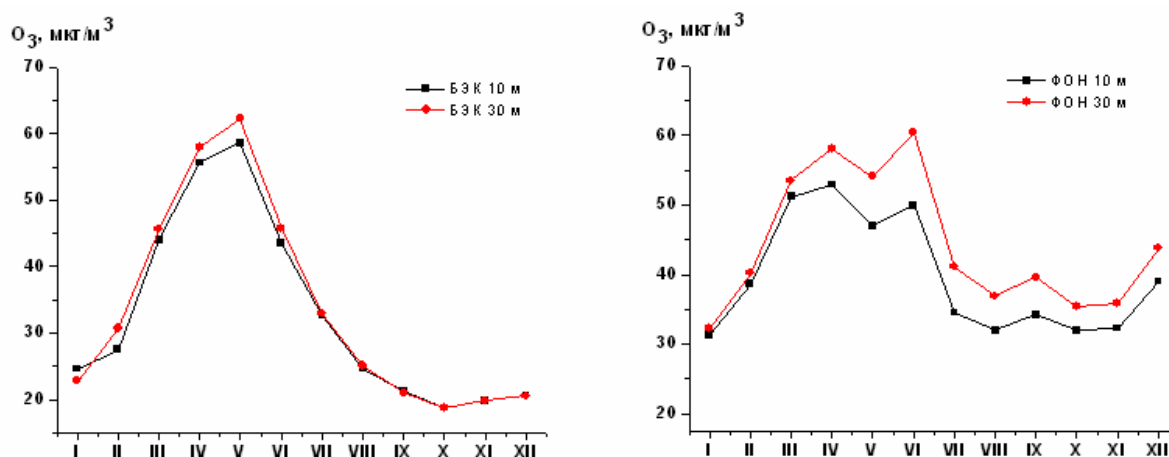


Рис.5. Средний годовой ход приземной концентрации озона на БЭЖе и Фоновой на 10 и 30 метрах за 2010-2012 гг.

Из данных рис. 5 можно сделать вывод, что концентрации озона на уровнях 10 и 30 метров хорошо коррелируют между собой на обоих постах. Коэффициент корреляции составляет 0,99 и 0,97 для БЭЖа и Фоновой, соответственно. При этом, заметно отличаются, как сами годовые хода на двух постах, так и разица концентраций на двух высотах. На уровне 30 метров концентрация озона весной и летом больше приблизительно на 1-2 мкг/м<sup>3</sup> на БЭЖе относительно уровня 10 метров и на 3-10 мкг/м<sup>3</sup> в течение всего года на Фоновой, соответственно. Очевидно, что данное явление может возникать за счет стока озона на подстилающую поверхность, так как концентрация на высоте 30 метров в течение всего года превышает ее значение на уровне 10 метров. Вместе с тем, на таком небольшом расстоянии между постами, приток озона из вышележащих слоев не может столь значительно различаться [2]. Наиболее вероятно, что такие мезомасштабные различия возникают за счет процессов в пограничном слое атмосферы [1].

На рис.6 представлен средний суточный ход приземной концентрации озона на БЭЖе и Фоновой на 10 и 30 метрах за 2010-2012 гг.

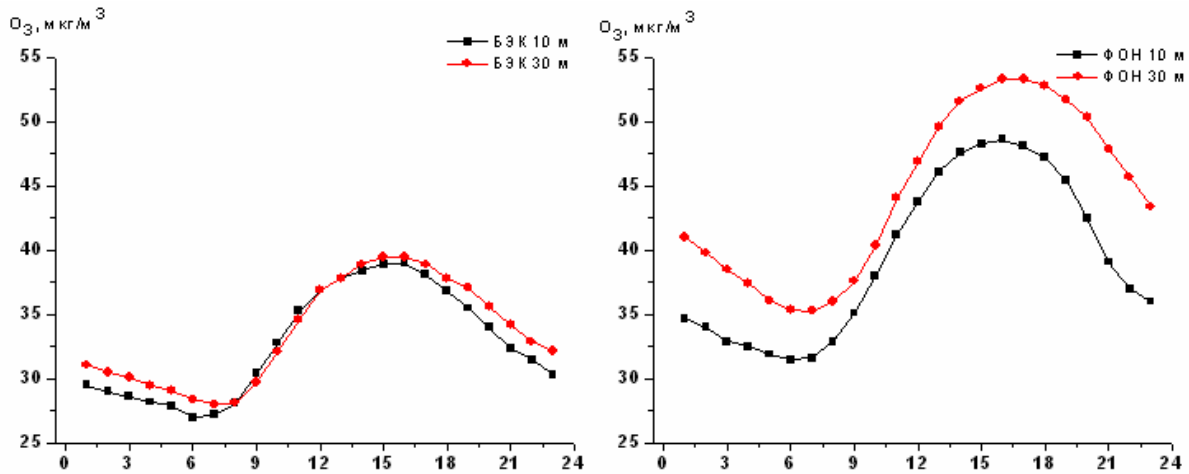


Рис.6. Средний суточный ход приземной концентрации озона на БЭЖе и Фоновой на 10 и 30 метрах за 2010–2012 гг

Из рис.6 следует, что суточные хода осредненные за 2010-2012 гг. концентрации озона на высотах 10 и 30 метров также заметно отличаются в рассматриваемых районах. Разница в концентрации озона между двумя уровнями больше в фоновом районе ( $2-7 \text{ мкг/м}^3$ ) и не более  $3 \text{ мкг/м}^3$  на БЭЖе. Она уменьшается в период с 8 до 12 часов местного времени, а на БЭЖе даже изменяет знак. Это можно объяснить тем, что в утренние часы повышается турбулентное перемешивание и в приземный слой начинают поступать с подстилающей поверхности газы-предшественники, из которых фотохимически генерируется озон [5].

**Заключение.** Из анализа годового хода следует, что в пунктах Березоречка и БЭЖ годовые хода заметно отличаются от двух остальных. Причем они различаются явно не по территориальному признаку. В противном же случае должны быть подобны Березоречка и Фоновый, БЭЖ и TOR-станция. Из приведенных данных следует, что в рассматриваемый период максимум на TOR-станции и Фоновой пунктах наступил в апреле, на Березоречке в марте. Причем в Березоречке он в 2 раза интенсивнее, чем в Академгородке и на Фоновом. Максимум на БЭЖе наступил в мае и скорее всего был обусловлен появлением фитонцидов от лиственных деревьев и цветения травостоя.

Из анализа суточной динамики можно сделать вывод, что в холодный период большая амплитуда наблюдается на постах, которые находятся на относительно небольшом удалении от Томска. Суточный ход концентрации озона хорошо выражен в теплый период и значительно уменьшает свою амплитуду в холодный. В теплый период амплитуда на всех станциях становится приблизительно одинаковой со значительным коэффициентом корреляции для Фоновой, БЭЖа и TOR-станции, что свидетельствует об общем механизме формирования поля приземного озона на этих станциях.

Из вертикального распределения следует, что в годовом ходе концентрация озона в течение всего года выше на 30 метрах относительно уровня 10 метров на БЭЖе и Фоновой. В суточном ходе она также выше на 30 метрах, за исключением периода 8-12 часов по местному времени, когда более развито в нижних слоях турбулентное перемешивание.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №4, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №35, №70 и №131, грантов РФФИ № 11-05-00470, №11-05-00516, №11-05-93116 и №11-05-93118, госконтрактов Минобрнауки №11.519.11.5009, №11.518..11.7045, №14.515.11.0030 и №8325.

## Литература

1. Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Козлов А.В., Краснов О.А., Пестунов Д.А., Праслова О.В., Фофонов А.В., Inoue G., Machida T., Максюттов Ш., Shimoyama K., Sutoh H. Применение самолета Ан-2 для исследования состава воздуха в пограничном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2012, т.25, №8, с.714-720.
2. Антохин П.Н., Белан Б.Д. Регулирование динамики тропосферного озона через стратосферу // Оптика атмосферы и океана. 2012, т.25, №10, с.890-895.
3. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Покровский Е.В., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Посты для мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу газов// Оптика атмосферы и океана, 2007, т.20, №1, с. 1085-1092.
4. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Зуев В.В., Зуев В.Е., Ковалевский В.К., Лиготский А.В., Мелешкин В.Е., Панченко М.В., Покровский Е.В., Рогов А.Н., Симоненков Д.В., Толмачев Г.Н. TOR-станция мониторинга атмосферных параметров//Оптика атмосферы и океана, 1994, т.7, №8, с. 1085-1092.
5. Белан Б.Д. Озон в тропосфере. Томск: изд-во ИОА СО РАН, 2010. 488 с.
6. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 7. Стоки озона в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2010, т.23, №2, с.108-127.
7. Белан Б.Д., Мелешкин В.Е., Мелешкина И.Е., Толмачев Г.Н. Результаты климато-экологического мониторинга на TOR-станции. 4.2. Газовый состав приземного воздуха. // Оптика атмосферы и океана. 1995, т. 8, с. 875-884.
8. Белоглазов М.И., Демин В.И., Еланский Н.Ф. Некоторые результаты мониторинга приземного озона на Кольском полуострове (1999-2003гг.)// Метеорология и гидрология, 2005, №10, с. 10-20.
9. Состав атмосферы над Северной Евразией: эксперименты TROICA// под ред. Еланский Н.Ф. Агрспас, 2009, с. 80
10. Звягинцев А.М. Аномалии приземного озона в Европе// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2004, т. 40, №3, с. 387-396.
11. Звягинцев А.М. Основные характеристики изменчивости содержания озона в нижней тропосфере над Европой. // Метеорология и гидрология. 2004, № 10, с. 46-55.
12. Звягинцев А.М., Кузнецов И.Н. Изменчивость приземного озона в окрестностях Москвы: Результаты десятилетних регулярных наблюдений// Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2002, т. 38, №4, с. 486-495.
13. Попов В.А., Ровинский Ф.Я., Черных Л.Н. О фоновом содержании озона в приземной атмосфере.// ДАН СССР, 1979, т. 249, №6, с. 1139-1241.
14. Ровинский Ф.Я., Егоров В.И. Озон, окислы азота и серы в нижней атмосфере, Гидрометеиздат, 1986, с.182.
15. Шалыгина И.Ю., Кузнецова И.Н., Нахаев М.И., Лезина Е.А., Звягинцев А.М. О прогнозировании приземного озона в большом городе ( на примере Москвы ) // Оптика атмосферы и океана, 2007, т. 20, №7, с. 651-658.
16. Adee F., Shooter D. Variation of surface ozone in the ambient air of Auckland, New Zealand// Environ. Mon. Assess. 2004, v. 95, N. 1, p. 201-220.
17. Blankenhip E.E., Stefanski L.A. Statistical estimation of ozone exposure metrics. // Atmos. Environ. 2001, v. 35, N 26, 4499-4510.
18. Castell N., Mantilla E., Millan M.M. Analysis of tropospheric ozone concentration on a Western Mediterranean site: Castellon (Spain). // Environ. Monit. Assess. 2008, v. 136, N 1-3, p. 3-11.

19. Gionavelly G., Fortezza F., Minguzz L. Photochemical ozone transport in an industrial costal area./ In: Physico chemical behaviour of atmospheric pollutants (Proceedings of the Second European Symposium).- Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1981, p. 492.
20. Kalabokas P.D., Viras L.G., Bartzis J.G., Repapis Ch.C. Mediterranean rural ozone characteristics around the urban area of Athens. // Atmos. Environ. 2000, v. 34, N 29-30, p. 5199-5208.
21. Lasry F., Coll I., Fayet S., Havre M., Vautard R. Short-term measures for the control of ozone peaks: expertise from CTM simulations. // J. Atmos. Chem. 2007, v. 57, N 2, p. 107-134.
22. Liu G., Tarasick D.W., Fioletov V.E., Sioris Ch.E, Rochon Y.J. Ozone correlation lengths and measurement uncertainties from analysis of historical ozone sonde data in North America and Europe. // J. Geophys. Res. 2009, v. 114, D04112, doi: 10.1029/2008JD 010576.
23. Mittal M.L., Hess P.G., Jain S.L., Arya B.C., Sharma C. Surface ozone in the Indian region. // Atmos. Environ., 2007, v. 41, N 31, p. 6572-6584.
24. Reddy R.R., Rama Gopal K., Siva Sankara Reddy L., Narasimhulu K., Raghavendra Kumar K., Nareer Ahammed Y., Krishna Reddy C.V. Measurements of surface ozone at semi-arid site Anantapur (14.62°N, 77.65°E, 331m.asl) in India// J. Atmos. Chem. 2008, v. 59, N 1, p. 47-59.
25. Stasiuk W. N., Coffey P. E. Rural and urban ozone relationship in New York state.- J. Air Pollut. Contr. Assoc., 1974, vol. 24, №6, p. 564-568.
26. Tas E., Matveev V., Zingler J., Luria M., Peleg M. Frequency and extend of ozone destruction episodes over the Dead Sea, Israel. // Atmos. Environ, 2003, v. 37, N 34, p. 4769-4780.

**Мезомасштабная мінливість концентрації озону в приземному шарі повітря в регіоні Томська (2010-2012 рр.)**

**Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давидов Д.К., Савкін Д.Є., Скляднева Т.К., Толмачев Г.М., Фофонов О.В.**

*На основі трирічних спостережень в приземному шарі повітря Томської області в роботі розглянуто особливості річного і добового ходу приземної концентрації озону на 4 постах з різними рівнями антропогенного забруднення (міським, приміським і фоновим) і вертикальний розподіл на території базового експериментального комплексу і обсерваторії «Фонова». Показано, що між постами спостерігаються помітні відмінності, як в річному, так і в добовому ході.*

**Ключові слова:** атмосфера, повітря, мезомасштаб, озон

**Mezoscale changeability of ozone concentration in the surface layer in the Tomsk region (2010-2012)**

**Arshinov M.Yu., Belan B.D., Davidov D.K., Savkin D.E., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Fofonov A.V.**

*On the basis of 3-year observation in the air surface layer in the Tomsk region, features of annual and day's motion of the ground concentration of ozone on 4 posts with different pollution levels (urban, suburban and background) and vertical distribution on the territory of base experimental station and the observatory "Fonovaya". It is shown, that between posts there are noticeable distinctions, both in annual, and in day's motion.*

**Keywords:** atmosphere, air, mezoscale, ozone

УДК 551.513 (99)

Осипова О.П., к.г.н.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск

## ВЛИЯНИЕ МАКРОЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПЕРЕНОС МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ ВО ВНУТРЕННИЕ РАЙОНЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

*Проанализированы различные группы циркуляции применительно к восточно-антарктическому сектору Южного полушария в годы с максимальным и минимальным содержанием морского иона ( $Na^+$ ) в снеге за последние десятилетия. Выявлены макропроцессы, способствующие увеличению или уменьшению содержания ионов натрия.*

*Ключевые слова:* циркуляция атмосферы, элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ), циклоны, антициклоны, блокирующие процессы, Восточная Антарктида, ионы натрия.

**Введение.** Циркуляция атмосферы в Антарктике тесно связана с общей планетарной атмосферной циркуляцией и является частью циркуляции южного полушария. Характерные черты циркуляции атмосферы в Антарктике в конце XX и начале XXI веков достаточно подробно рассмотрены в работе [4]. Антарктическая циркуляция состоит из трех основных тесно взаимосвязанных барических и циркуляционных систем: субтропического пояса высокого давления, кольца низкого давления вокруг Антарктического материка и системы циркуляции над ледниковым покровом Антарктиды. Почти все барические образования эволюционируют здесь над океанской поверхностью. В результате сильного выхолаживания в центре материка создается область повышенного давления – антарктический антициклон. Он определяет природные условия Центральной Антарктиды. Вокруг антарктического материка лежит область низкого давления, характеризующаяся активной циклонической деятельностью. В ней выделяется несколько устойчивых районов стационарирования циклонов, возникающих и развивающихся как на полярном фронте в умеренных широтах, так и на антарктическом атмосферном фронте, положение которого определяется осью траекторий кольцевых циклонов, проходящей южнее  $60^\circ$  ю.ш. [5]. Кольцо антарктической депрессии, четко проявляющееся лишь в периоды хорошо выраженной зональности, расширяется летом и сужается зимой, но в холодное время года интенсивность атмосферной циркуляции усиливается. Увеличивается почти вдвое по сравнению с летним периодом и среднее месячное количество циклонов, а циклонический пояс разрывается гребнями высокого давления. Климатические антициклоны и циклоны, являющиеся центрами действия атмосферы южного полушария, локализованы в определенных географических районах, и это обуславливает средние условия циркуляции в тропосфере над антарктической акваторией и ледниковым покровом Антарктиды [1]. Устойчивые перемены высокого давления между океаном и материком разделяют по существу квазиколецевую депрессию на шесть районов климатических циклонов в Антарктике: моря Лазарева и Ларсена, моря Содружества и Дейвиса, район океана севернее Земли Уилкса, море



Росса, море Беллинсгаузена, море Уэдделла. В течение круглого года в Антарктиде происходит активный межширотный обмен воздуха, захватывающий и центральные районы материка. Климатические особенности Антарктиды определяются ее околуполосным положением, большими абсолютными высотами континента и свойствами снежно-ледяной поверхности.

Одним из показателей интенсивности атмосферной циркуляции во внутриконтинентальных районах Антарктиды является интенсивность переноса аэрозолей морского происхождения. Наиболее надежными маркерами поступления морского аэрозоля является содержание морских ионов – натрия и хлора – в антарктическом снеге [7]. Считается, что основным источником морских ионов является открытая акватория океана.

**Данные и методология исследования.** Концентрация ионов натрия в антарктическом снеге исследовалась по профилю Прогресс-Восток (рис. 1) в ходе проведения 53-й Российской Антарктической экспедиции в 2008 г. в неглубоких шурфах и скважинах [2]. В результате были получены профили концентрации натрия на разном удалении от побережья. Наибольшие концентрации натрия наблюдаются в прибрежной зоне (до  $200 \text{ мкг/дм}^3$ ), наименьшие – в центральных частях Восточной Антарктиды (до  $25 \text{ мкг/дм}^3$ ).

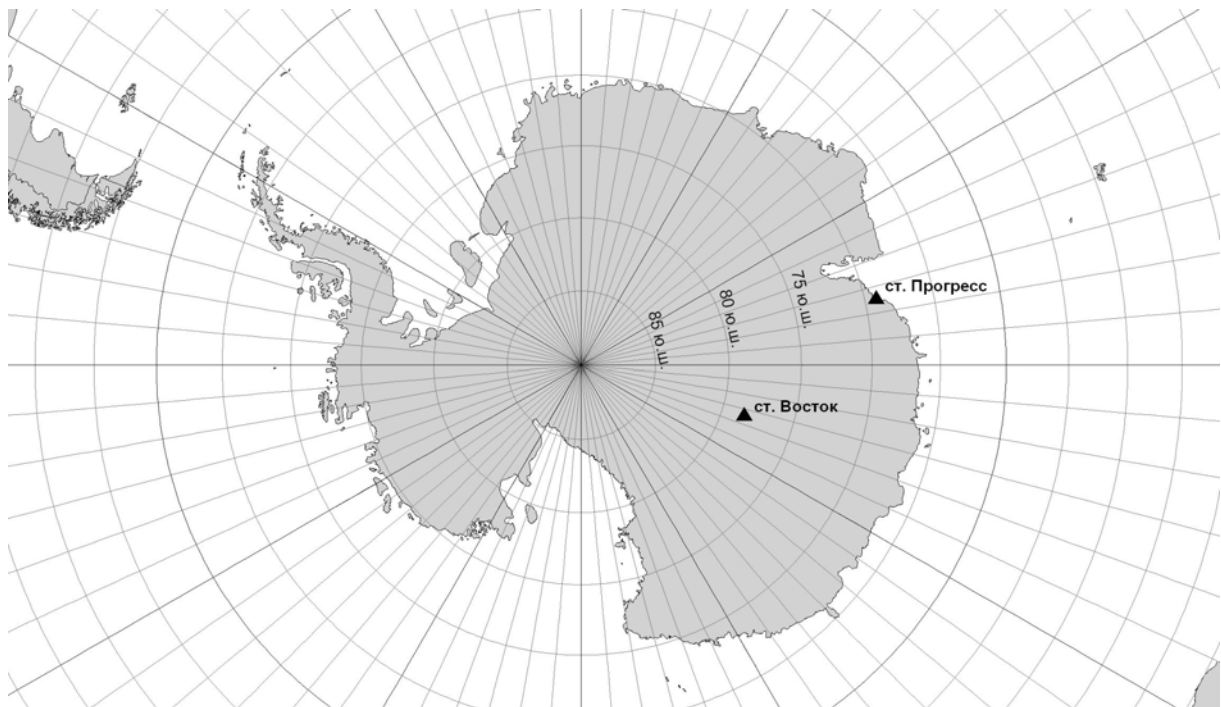


Рис. 1. Район исследования.

В данной работе была сделана попытка определить связь между содержанием морского иона ( $\text{Na}^+$ ) в снеге Восточной Антарктиды на максимальном удалении от

станции Прогресс (1276 км) – т.е. в районе станции Восток [2] и атмосферной циркуляцией за последние 30 лет. Станция Восток расположена в центральной части Восточной Антарктиды в точке с координатами 78° 27' ю.ш. и 106° 52' в.д., на высоте 3490 м над уровнем моря. Средняя годовая температура здесь равна –55°С, скорость аккумуляции составляет около 2,2 г/см<sup>2</sup> [6]. На станции Восток с 60-х годов проводятся советскими, а ныне российскими антарктическими экспедициями бурения глубоких скважин с отбором керна для получения долговременных данных. По данным [2] выраженный пик неморского сульфата на глубине около 120-140 см (на 1276 км) соответствует извержению низкоширотного вулкана Пинатубо (1991 г.) и может служить возрастным маркером снежного разреза. С использованием данных по современной скорости аккумуляции снега [6] было проведено условное датирование снежного разреза. При анализе атмосферной циркуляции была использована типизация макроциркуляционных процессов, предложенная Б.Л. Дзердзеевским [3].

**Результаты.** Исследовав распределение концентрации натрия в снежном покрове, были выявлены периоды увеличения и уменьшения ионов натрия. Максимальные концентрации натрия наблюдались в 1977-1980, 1988-1998, 2004-2005 годах, а минимальные за 1981-1987, 1999-2003, 2006-2008 годы. С целью выявления макропроцессов, способствующих увеличению или уменьшению переноса ионов натрия в район станции Восток, проанализирована суммарная годовая продолжительность всех групп циркуляции по Б.Л. Дзердзеевскому [3] применительно к восточно-антарктическому сектору Южного полушария в годы с максимальным и минимальным содержанием натрия в снеге.

Анализ суммарной годовой продолжительности каждого элементарного циркуляционного механизма (ЭЦМ) в годы с максимальным и минимальным содержанием ионов натрия в снеге позволил выявить ЭЦМ, в наибольшей степени влияющие на перенос морских аэрозолей в центральные районы Антарктиды.

Наиболее часто встречается ЭЦМ 12а (рис. 2) – 4 блокирующих процесса, над Тихим и Атлантическим океанами и над Южной Америкой и Восточной Антарктидой, сопровождающиеся выходом циклонов из низких широт в высокие также в четырёх секторах. Этот ЭЦМ может наблюдаться весь год и преобладает в переходные сезоны. Наибольшая турбулентность над всеми внетропическими широтами Южного полушария обеспечивает максимальное поступление морских ионов. Следующим по значимости является ЭЦМ 9а с двумя блокирующими процессами над Тихим и Атлантическим океанами. ЭЦМ 9а встречается с марта по октябрь. При этих процессах также происходит выход циклонов из низких широт в высокие: вдоль западных берегов Южной Америки и Австралии, что, вероятно, и способствует насыщению воздуха морскими ионами. Наибольшая продолжительность этих макропроцессов (40 дней) отмечалась в 2005 году, когда наблюдался пик содержания натрия в снеге.

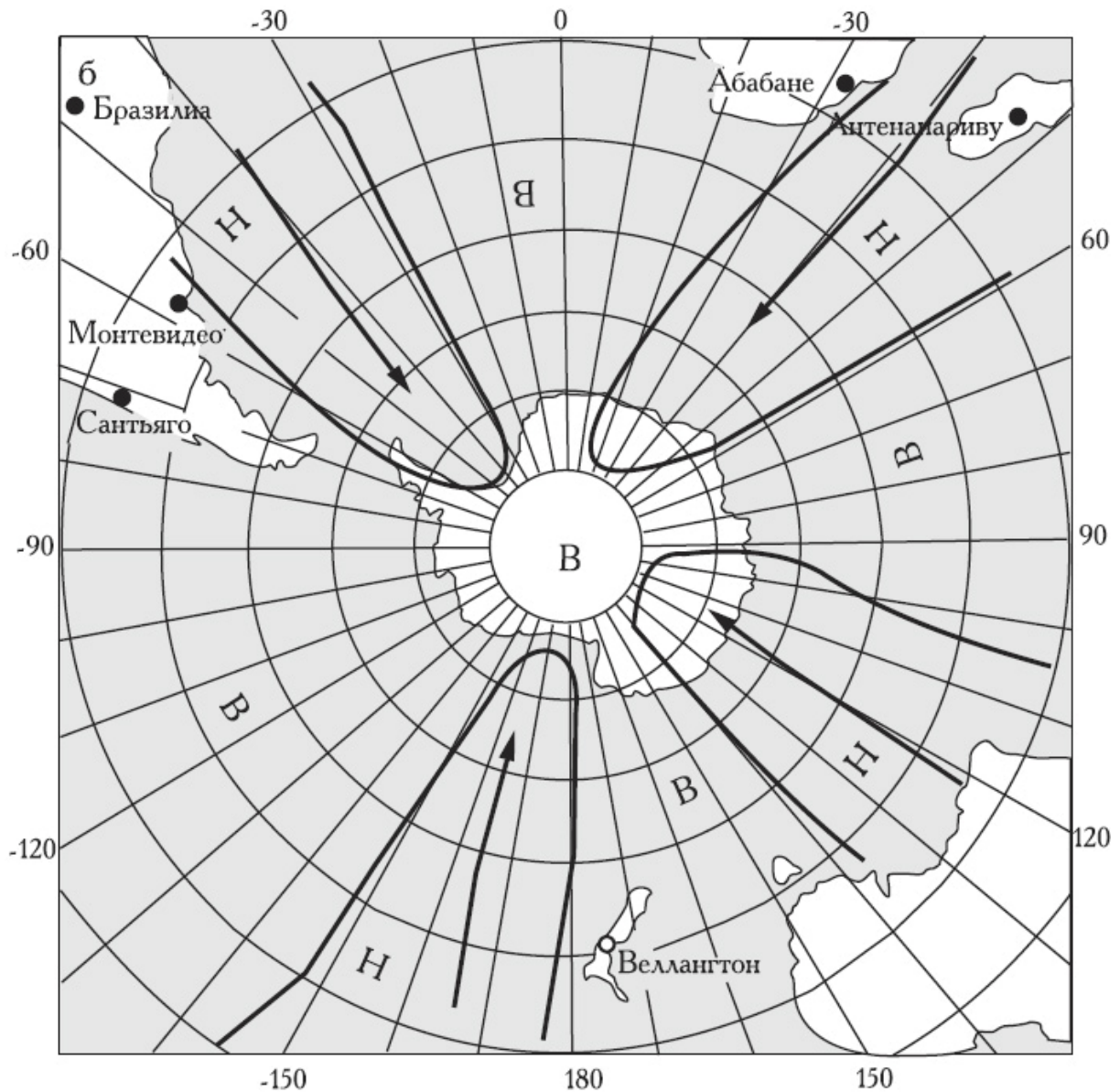


Рис. 2. Динамическая схема ЭЦМ 12 а в южном полушарии по [4]. Стрелки – траектории циклонов.

Нужно отметить и ЭЦМ 12бз, летний для южного полушария, с тремя блокирующими процессами, один из которых расположен над восточно-антарктическим сектором, и тремя выходами циклонов из низких широт в высокие. Его суммарная продолжительность в годы с повышенным содержанием ионов натрия в три раза больше его продолжительности за период с пониженным содержанием рассматриваемых ионов. И, наконец, ЭЦМ 11а, тоже летний для Южного полушария, с двумя блокирующими процессами, над восточно-антарктическим и американским секторами, и выходом циклонов из низких широт в высокие вдоль тихоокеанского побережья Антарктиды. Наибольшая продолжительность указанного ЭЦМ отмечалась в 1994 г.

Нельзя не отметить существенную продолжительность ЭЦМ с циклонической циркуляцией на полюсе и тремя-четырьмя выходами циклонов из низких широт в высокие, летнего для Южного полушария ЭЦМ 13з (в сумме 380 дней в годы с повышенным содержанием натрия) и зимнего ЭЦМ 13л (516 дней). Однако и в годы с пониженным содержанием натрия их продолжительность немногим меньше (341 и 449 дней соответственно), что не позволяет их рассматривать как существенно влияющие на перенос морских ионов.

Продолжительность других ЭЦМ в годы с повышенным содержанием ионов натрия невелика, поэтому отдельно не рассматривается.

**Заключение.** В наибольшей степени увеличению морского иона ( $\text{Na}^+$ ) в снеге Восточной Антарктиды способствует меридиональная группа циркуляции. Это макропроцессы с формированием мощных антарктических антициклонов и соединением их полосами повышенного давления, проходящими через восточно-антарктический сектор, с океаническими антициклонами (группы IV и VI). Значительный вклад вносит также группа II, при которой блокирующий процесс в рассматриваемом секторе сопровождается выходом циклонов из низких в высокие широты.

Уменьшение потока ионов натрия происходит при широтной циркуляции над исследуемым сектором. При двух таких группах (III и V), хотя и отмечается увеличение продолжительности в годы с повышенным содержанием натрия, но оно соизмеримо с продолжительностью группы в одном году, а различия в сумме лет с повышенным и пониженным содержанием натрия как раз и равны одному году, поэтому эти различия признаны несущественными. Возможно, что уменьшение содержания натрия в снеге связано и с ослаблением циклонической деятельности по мере удаления от основного источника – океана.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность Н.К. Кононовой за консультации и ценные советы по применению типизации Б.Л. Дзердзеевского к выбранному району исследования.

## Литература

1. *Аверьянов В.Г.* Гляциоклиматология Антарктиды // Л.: Гидрометеиздат. 1990. 198 с.
2. *Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Шибает Ю.А., Луненков В.Я., Petit J.-R.* Изменение химического состава приповерхностного снега в Восточной Антарктиде по мере удаления от побережья // *Лёд и снег*, 2012, №4, с. 129-137.
3. *Дзердзеевский Б.Л.* Избранные труды. Общая циркуляция атмосферы и климат. Москва, "Наука", 1975, 288 с.

4. Кононова Н.К., О.В. Луценко, М.Е. Макарова, И.А. Орлов. Циркуляция атмосферы в Антарктике в конце XX - начале XXI веков // Материалы гляциологических исследований, 103, 2007, с. 142-147.
5. Справочник по климату Антарктиды. Том III. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 272 с.
6. Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Ya., Kuzmina, I.N., Petit, J.R., Masson-Delmotte, V., and Johnsen, S.J. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years, Ann. Glaciol., 39, 569-575, 2004.
7. Legrand, M. R., Lorius, C., Barkov, N. I., and Petrov, V. N. Vostok (Antarctica) ice core: Atmospheric chemistry changes over the last climatic cycle (160,000 years), Atmospheric Environment, 22, 317-331, 1988.

**Вплив макроциркуляційних процесів на перенесення морського аерозоля у внутрішні райони східної Антарктиди**

**Осіпова О.П.**

*Було проаналізовано різні групи циркуляції стосовно Східно-Антарктичного сектора Південної півкулі в роки з максимальним і мінімальним вмістом морського іона (Na<sup>+</sup>) в снігу за останні десятиріччя. Було виявлено макропроцеси, що сприяють збільшенню або зменшенню вмісту іонів натрію.*

**Ключові слова:** циркуляція атмосфери, елементарний циркуляційний механізм (ЕЦМ), циклони, антициклони, блокуючі процеси, Східна Антарктида, іони натрію.

**Influence of macrocirculation processes on transfer of seawater aerosol in the internal areas of East Antarctica**

**Osipova O.P.**

*Different groups of circulation were analysed in relation to the sector of East Antarctica of the South hemisphere in years with maximal and minimum seawater ion concentration (Na<sup>+</sup>) in snow for the last decades. Large-scale processes, which is favourable to increase or reduction of sodium ion concentration, are revealed.*

**Keywords:** circulation of atmosphere, elementary circulation mechanism (ECM), cyclones, anticyclones, blocking processes, East Antarctica, sodium ions.

## УНИВЕРСАЛЬНЫЙ ИТЕРАЦИОННЫЙ МЕТОД КЛАСТЕРИЗАЦИИ ДАННЫХ

*Предлагается новый метод кластерного анализа, позволяющий производить разбиение массива данных на подмножества по принципу неоднородности. Численные эксперименты показали, что результаты кластеризации на примере температуры поверхности океана с помощью данного метода находят хорошее физическое обоснование.*

**Ключевые слова:** кластер, однородность, критерий, омега-квадрат, температура поверхности воды.

**Введение.** Первое применение кластерный анализ нашел в социологии. Название кластерный анализ происходит от английского слова cluster – гроздь, скопление. Впервые в 1939 был определен предмет кластерного анализа и сделано его описание исследователем Трионом [24]. Главное назначение кластерного анализа – разбиение множества исследуемых объектов и признаков на однородные в соответствующем понимании группы или кластеры. Это означает, что решается задача классификации данных и выявления соответствующей структуры в ней. Методы кластерного анализа можно применять в самых различных случаях, даже в тех случаях, когда речь идет о простой группировке, в которой все сводится к образованию групп по количественному сходству. Большое достоинство кластерного анализа в том, что он позволяет производить разбиение объектов не по одному параметру, а по целому набору признаков. Кроме того, кластерный анализ в отличие от большинства математико-статистических методов не накладывает никаких ограничений на вид рассматриваемых объектов и позволяет рассматривать множество исходных данных практически произвольной природы.

Кластерный анализ позволяет рассматривать достаточно большой объем информации и резко сокращать, сжимать большие массивы различных данных, делать их компактными и наглядными. Важное значение кластерный анализ имеет применительно к совокупностям временных рядов, характеризующих физические процессы. Здесь можно выделять периоды, когда значения соответствующих показателей были достаточно близкими, а также определять группы временных рядов, динамика которых наиболее схожа.

Кластерный анализ можно использовать циклически. В этом случае исследование производится до тех пор, пока не будут достигнуты необходимые результаты. При этом каждый цикл здесь может давать информацию, которая способна сильно изменить направленность и подходы дальнейшего применения кластерного анализа. Этот процесс можно представить системой с обратной связью. В задачах прогнозирования весьма перспективно сочетание кластерного анализа с другими количественными методами (например, с регрессионным анализом). Как и любой другой метод, кластерный анализ имеет определенные недостатки и ограничения: в частности, состав и количество кластеров зависит от выбираемых критериев разбиения. При сведении исходного массива данных к более компактному виду могут возникать определенные искажения, а также могут теряться индивидуальные черты отдельных объектов за счет замены их характеристиками обобщенных значений параметров кластера. При проведении классификации объектов игнорируется очень часто возможность отсутствия в рассматриваемой совокупности каких-либо значений кластеров.

Существует множество литературы, где подробно описаны различные методы проведения кластерного анализа [3,5,6,21,22,23,24]. Однако идеального алгоритма не

существует и потенциально не может существовать [12]. Можно создать достаточно качественный алгоритм, который даст хорошо объяснимые результаты, например, в медицине, но при применении в других областях науки, полученные результаты могут быть сомнительными.

**Материалы и методы исследований.** В 2003 году нами был разработан алгоритм УАИМКА [18], который хорошо показал себя при кластеризации территорий, соизмеримых с территорией Украины, но при применении его для более крупных пространств возникли некоторые трудности, связанные с выявлением небольшого количества крупных кластеров с потенциально неоднородными районами. Поэтому начальные кластеры приходилось «дробить», с помощью этого же метода, после чего можно было качественно обосновать, с физической точки зрения, полученную кластеризацию. Помимо всего, иногда проявляемые значимые коэффициенты корреляции, которые использовались в качестве критерия в УАИМКА, могли бы вызвать неоднозначное толкование. Кроме того, использование внутрикластерных и межкластерных дисперсий для определения различий или же критериев при кластеризации гидрометеорологических данных не всегда уместно, соответственно, и критерия Фишера (отношения суммарной дисперсии к уменьшаемой по ранжированному ряду или же отношения дисперсий двух случайных величин) в качестве единственного, определяющего те же самые различия, так как в зависимости от рассматриваемой характеристики, находящейся под влиянием одного глобального процесса, можно получить, например, один кластер, там где их несколько, что может вызвать ложные суждения о физике процесса.

В связи с вышесказанным, мы выбрали несколько иной подход к критериям кластеризации, акцентировав внимание на выявлении неоднородности кластеров, с помощью известных параметрических и непараметрических критериев Фишера, Крамера-Уэлча (при равенстве объёмов двух независимых выборок, он полностью совпадает с критерием Стьюдента для средних) и Лемана-Розеблатта, применение которых в математической статистике к независимым непрерывным случайным величинам с неизвестными законами распределения является наиболее аргументированным [8,9,11,13,14].

Известно [15,16], что наивысшая степень однородности достигается, если обе выборки взяты из одной генеральной совокупности, т.е. справедлива нулевая гипотеза  $H_0 : F(x) = G(x)$  при всех  $x$ . Отсутствие однородности означает, что верна альтернативная гипотеза:  $H_1 : F(x) \neq G(x)$ , хотя бы при одном значении аргумента  $x$ . Если гипотеза  $H_0$  принята, то выборки можно объединить в одну, если нет, то нельзя.

Прежде чем приступить более подробно к рассмотрению упомянутых критериев, необходимо сказать, что гидрометеорологические величины в большинстве случаев не подчиняются нормальному закону распределения, и являются независимыми непрерывными случайными величинами.

Критерии Фишера и Крамера-Уэлча (Критерий Стьюдента) достаточно хорошо рассмотрены в [4,22]. Поэтому приведём лишь конечные формулы их определяющие:

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

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

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

Необходимо отметить, что применение критерия Крамера-Уэлча не менее обосновано, чем применение критерия Стьюдента. Дополнительное преимущество - не требуется равенства дисперсий  $S_x^2$  и  $S_y^2$  [11,13]. Поэтому, для проверки однородности математических ожиданий (гипотеза  $H_0$ ) целесообразно применять критерий Крамера-Уэлча [11,15].

Критерии проверки гипотез о дисперсиях в отличие от гипотез о средних весьма чувствительны к любым отклонениям от предположений, в условиях которых они были получены. И также отсутствует или противоречива информация относительно мощности соответствующих критериев [8].

Неотклонение проверяемых гипотез о равенстве средних и (или) равенстве дисперсий еще не говорит о принадлежности выборок одной и той же генеральной совокупности. Это свидетельствует лишь о возможном равенстве числовых характеристик, но не законов распределения. Выбор же критериев проверки гипотез относительно законов распределения, соответствующих двум выборкам, более скромнен. Как правило, на практике используется либо критерий Смирнова, либо критерий Лемана-Розенблатта [16]. Предпочтительность использования данных критериев для проверки однородности подробно обсуждалась в [14,16]. В [8,15] было показано, что для критерия типа омега-квадрат ( $\omega^2$ ) нет выраженного эффекта различия между номинальными и реальными уровнями значимости. Поэтому рекомендовано для проверки однородности функций распределения (гипотеза  $H_0$ ) применять статистику  $A$  типа омега-квадрат, а при отсутствии методического, табличного или программного обеспечения для статистики Лемана-Розенблатта, рекомендовано использовать критерий Смирнова.

Рассмотрим критерий Лемана-Розенблатта, согласно тому, как он представлен в [8,15,16].

Статистика критерия типа омега-квадрат для проверки однородности двух независимых выборок имеет вид:

$$A = \frac{mn}{m+n} \int_{-\infty}^{\infty} (F_m(x) - G_n(x))^2 dH_{m+n}(x),$$

где  $H_{m+n}(x)$  - эмпирическая функция распределения, построенная по объединенной выборке. Легко видеть, что

$$H_{m+n}(x) = \frac{m}{m+n} F_m(x) + \frac{n}{m+n} G_n(x).$$

Согласно [14] значение статистики зависит лишь от рангов элементов выборки:

Статистика  $A$  типа омега-квадрат была предложена Э. Леманом [25] в 1951 г., изучена М. Розенблаттом [26] в 1952 г., а затем и другими исследователями. Она



зависит лишь от рангов элементов двух выборок в объединенной выборке. Пусть  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_m$  - первая выборка,  $x'_1 < x'_2 < x'_3 < \dots < x'_m$  - соответствующий вариационный ряд,  $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$  - вторая выборка,  $y'_1 < y'_2 < y'_3 < \dots < y'_m$  - вариационный ряд, соответствующий второй выборке. Поскольку функции распределения независимых выборок непрерывны, то с вероятностью  $p = 1$  все выборочные значения различны, совпадения отсутствуют. Статистика  $A$  представляется в виде [16]:

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

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

Правила принятия решений при проверке однородности двух выборок на основе статистики типа омега-квадрат ( $\omega^2$ ), так же как и статистики Смирнова, на основе критических значений в зависимости от уровней значимости и объемов совокупностей случайных величин приведены в таблицах [2].

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

Итерационный процесс в алгоритме УИМКД состоит из ряда шагов:

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

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

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

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

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

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

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

3-й шаг: Производится сравнение евклидовых расстояний  $D_{lj}$  ( $l, j = \overline{1, m}$ ) с евклидовыми расстояниями  $d_{l3}^{(p)}$ . Если  $D_{lj} \leq d_{l3}^{(p)}$  ( $l = \overline{1, m}$ ), то  $j$ -й вектор может рассматриваться как потенциальный центр кластера, в который входит  $l$ -й вектор (с учетом значения индекса  $p$ ).

4-й шаг: Для каждого такого  $j$ -го вектора определяется количество  $l$ -х векторов (число вхождений  $S_j$ ), для которых он может являться центром кластера.

5-й шаг: Из общего числа  $j$ -х векторов выделяются те, для которых  $S_j \geq \tau$  (в нашем примере  $S_j \geq 3$ ). Остальные потенциальные центры кластеров, для которых это условие не выполняется, ликвидируются.

6-й шаг: Определяется число оставшихся  $j$ -х векторов как центров кластеров. Пусть их число равно  $r$  ( $j = r$ ).

7-й шаг: Из общего числа  $m$ -х векторов устанавливаются те, которые попали в  $s$ -й ( $V_s$ ) и  $q$ -й ( $V_q$ ) кластеры одновременно ( $s, q = \overline{1, r}; l \neq s, q$ ) и производится их разведение по кластерам по решающему правилу:  $X_l \in V_s$ , если  $D_{ls} < D_{lq}$ , при этом  $S_q = S_q - 1$ .

8-й шаг: Находятся евклидовы расстояния  $\tilde{D}_{sq}$  между центрами  $s$ -го ( $V_s$ ) и  $q$ -го ( $V_q$ ) кластеров.

9-й шаг: Находится максимальное из расстояний между векторами, входящими в  $s$ -й кластер  $D_{ts}$  и  $q$ -й кластер  $D_{fq}$  ( $t = \overline{1, s_s}; f = \overline{1, s_q}$ ). Пусть это будет  $D_{fq}$ .

10-й шаг: Евклидове расстояние  $D_{fq}$  сравнивается с расстояниями между центрами кластеров  $\tilde{D}_{sq}$ . Если  $\tilde{D}_{sq} < D_{fq}$ , то при  $S_s \geq S_q$  ликвидируется  $q$ -й кластер. Если  $S_q > S_s$ , то ликвидируется  $s$ -й кластер.

11-й шаг: Производится формирование ряда предварительных центров кластеров  $z_j$ .

12-й шаг: Производится распределение по кластерам векторов исходной выборки в соответствии с решающим правилом  $X \in V_j$  если  $D_{xz_j} < D_{xz_k}$ .

13-й шаг: Определяется количество векторов  $S_j$ , вошедших в каждый  $j$ -й кластер  $V_j$ .

14-й шаг: Рассчитываются средние векторы для каждого  $j$ -го кластера  $R_j$ .

15-й шаг: Для каждой пары  $s$ -го и  $q$ -го кластеров на основе  $R_j$  определяются значения критерия Фишера  $F_j$  и критерия Стьюдента  $t_j$  (статистика Крамера-Уэлча).

16-й шаг: Полученные значения критерия Фишера  $F_j$  и критерия Стьюдента  $t_j$  сравниваются с критическими значениями на уровне значимости  $\alpha = 0,05$   $F_{кр}$  и  $t_{кр}$ .

17-й шаг: Если все  $j$ -е кластеры на данном шаге выявляются неоднородными по отношению к друг другу, производится дополнительная проверка на однородность с помощью расчёта критерия типа омега-квадрат (Лемана-Роземблатта)  $\omega^2$  и сравнения его с критическим значением  $\omega_{кр}^2$  на уровне значимости  $\alpha = 0,05$ .

18-й шаг: При условии  $\omega^2 > \omega_{кр}^2$  возвращаемся к шагу 15 и итерационная процедура продолжается вновь, только уже для изначальных центров полученных кластеров  $z_j$  вплоть до 17-го шага включительно.

19-й шаг: Возвращаемся к шагу 2 при условии  $\mathcal{G} = \mathcal{G} + 1$ , и итерационная процедура продолжается вновь вплоть до 18-го шага включительно.

20-й шаг: В случае выявления полной неоднородности средних векторов  $R_j$  и изначальных центров  $z_j$  кластеров, полученных на этапе  $\mathcal{G}$  и этапе  $\mathcal{G} - g$ , ( $g \geq 1$ ) (согласно вышеупомянутым критериям), производится сравнение числа кластеров  $N_g, N_{g-g}$  на соответствующих этапах, при условии  $N_{g-g} \geq 2$  и  $N_g \geq 2$ . Если  $N_g \geq N_{g-g}$ , то  $\mathcal{G}$  этап считается основным, и количество неоднородных кластеров, полученных на последующих этапах, сравнивается с  $N_g$ . Если  $N_{g-g} > N_g$ , то  $\mathcal{G} - g$  считается основным этапом.

21-й шаг: Процедура повторяется, начиная с шага 2 по 20 шаг до тех пор, пока  $g \leq m$ .

В качестве объекта для исследования методом кластеризации УИМКД были взяты поля среднемесячной температуры подстилающей поверхности Атлантического океана (данные ре-анализа ERA-40 [19]), заданные в узлах регулярной сетки точек  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  в секторе, ограниченном по широте от  $30^\circ$  до  $70^\circ$  северной широты и по меридиану от  $70^\circ$  западной долготы до  $10^\circ$  восточной долготы, за период с 1958 по 2002 годы, зимние месяцы (декабрь, январь, февраль), так как с нашей точки зрения, наиболее ярко качество районирования может проявиться именно для температуры поверхности океана, которая тесно связана с известными типами течений и общей циркуляцией атмосферы. Таким образом, в каждом узле сетки был сформирован 34-х мерный вектор среднемесячных значений температуры для указанных месяцев. Множество этих векторов и было представлено алгоритму УИМКД для разбиения полей температуры поверхности воды на однородные кластеры. Выделенный район исследования представлен на рис.1, а результаты проведенной кластеризации - на рис.2-4. На них стрелками обозначены направления крупномасштабных океанических течений [1], а выделенные алгоритмом кластеры окрашены различными оттенками.

Прежде всего, следует отметить, что во все рассматриваемые месяцы хорошо проявляются в поле температуры кластеры циклонической и антициклональной циркуляции вод океана, кластер переменных течений, расположенный в субтропиках.

В Северной Атлантике под действием процессов, формирующих распределение поверхностной температуры с широтой (различное количество солнечной радиации, поглощаемое деятельным слоем океана и происходящих в нём процессов теплообмена, различные условия обмена с атмосферой теплом и количество движения, таяние арктических льдов, выносимых в Норвежское море) приводит к общему зональному распределению температуры воды. Это отчётливо проявляется в распределении кластеров в рассматриваемой акватории Северной Атлантики. Интересным является тот факт, что граница между двумя центральными кластерами практически совпадает с осью зоны дивергенции.

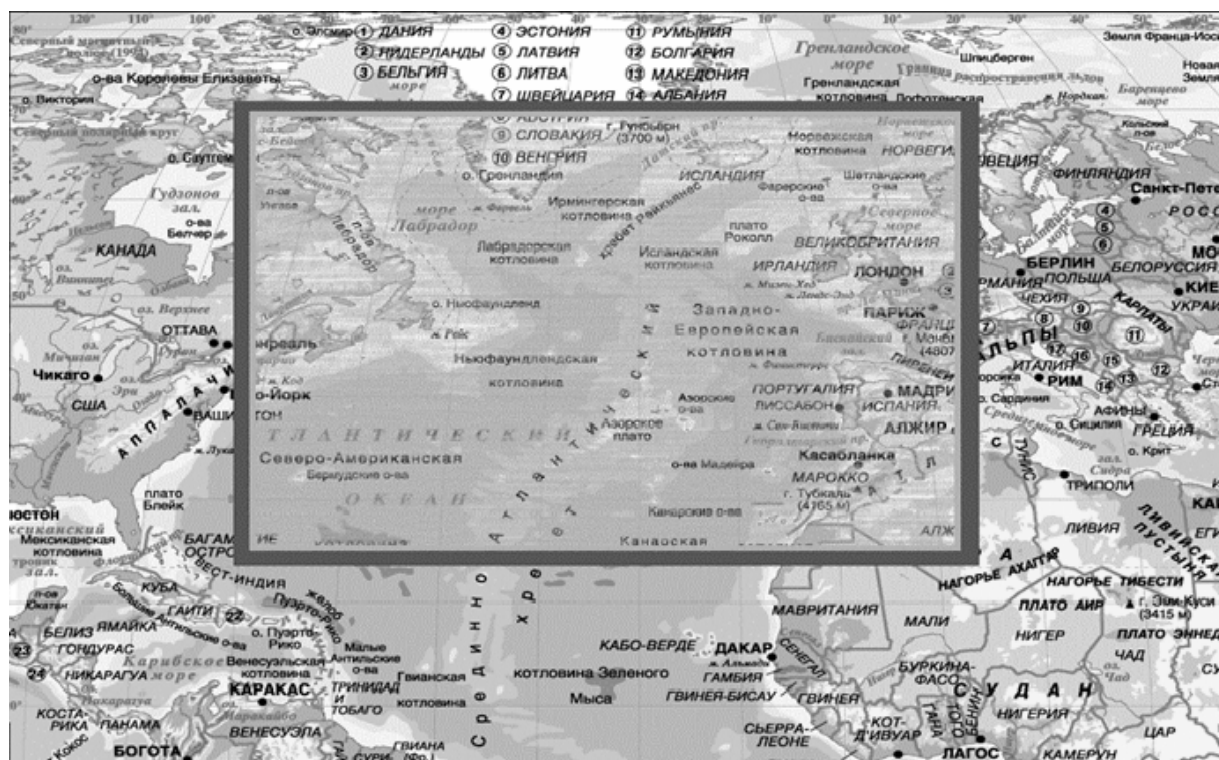


Рис. 1. Северо-Атлантический сектор подлежащий исследованию

Структура кластеров во все рассматриваемые месяцы отражает и распределение крупномасштабных течений в Северной Атлантике, таких как Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Португальское, Восточно-Гренландское, Лабрадорское. Представляет большой интерес, что структура полученных кластеров в целом, а в некоторых местах океана в деталях, совпадает с однородными областями полей среднемесячных температур поверхности океана, полей осадков и испарений, затрат тепла на испарение, которые представлены в Атласе океанов [1].

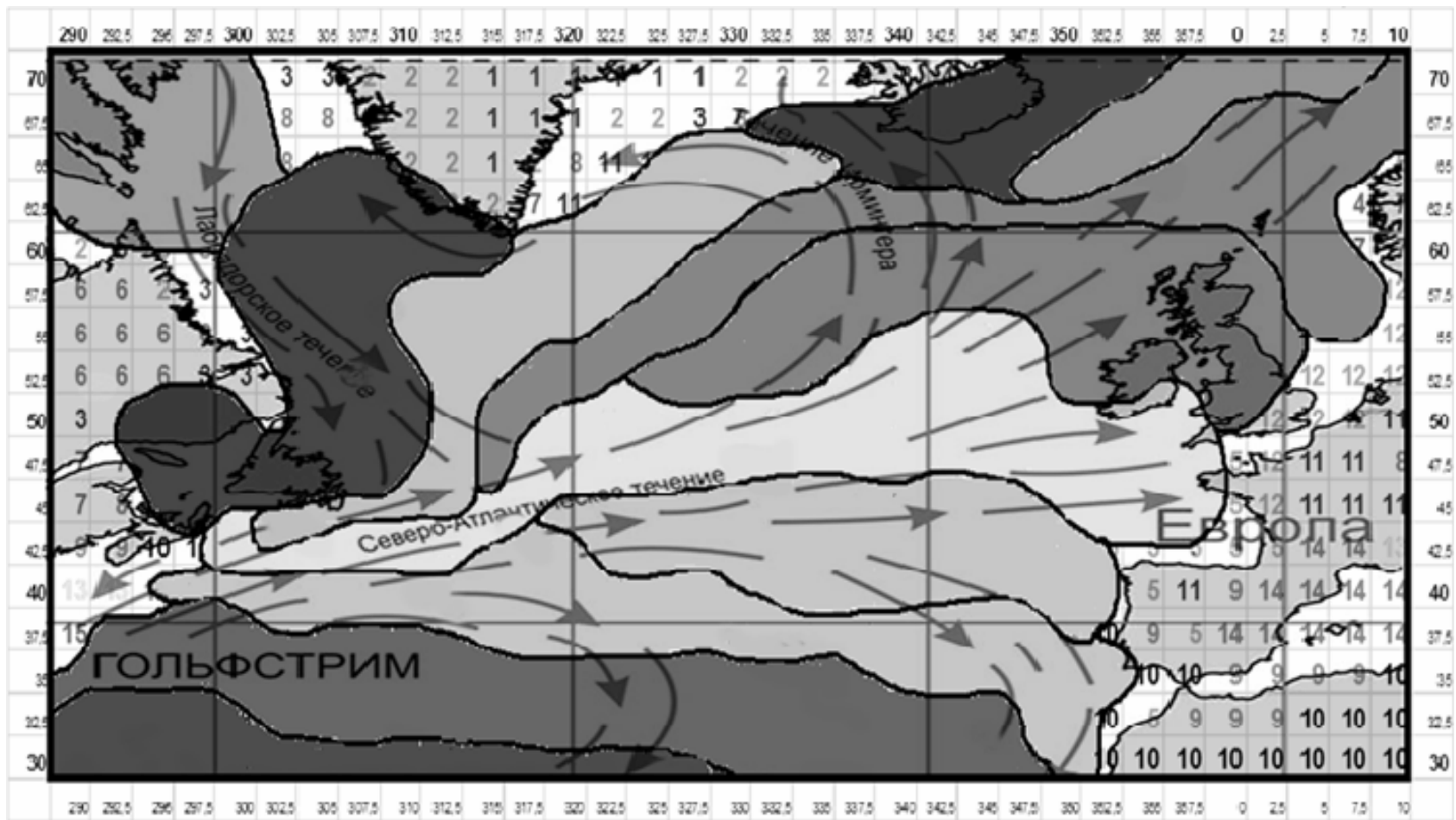


Рис. 2 Карта розподілення кластерів середньомісячної температури поверхності води (декабрь)

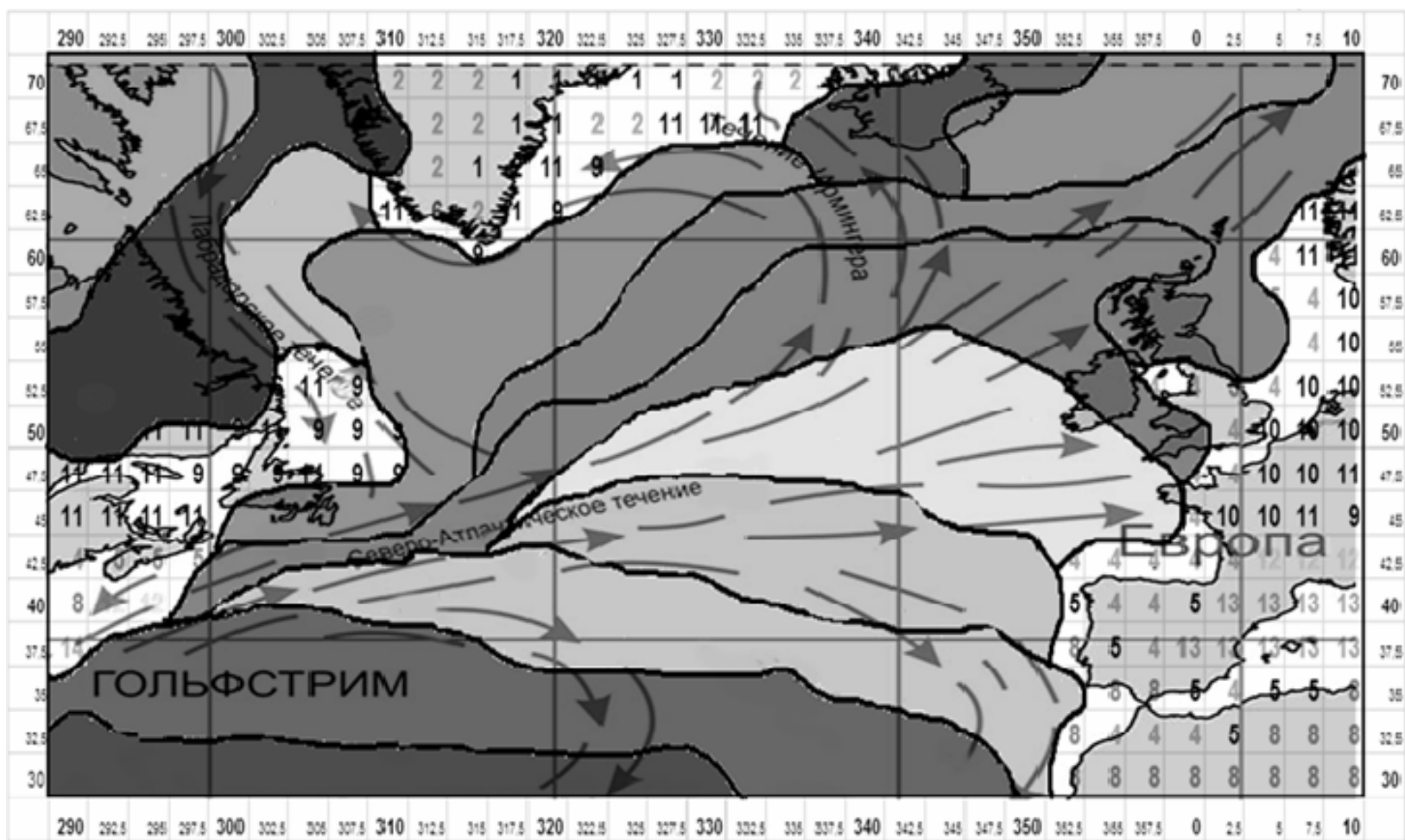


Рис. 3. Карта распределения кластеров среднемесячной температуры поверхности воды (январь)

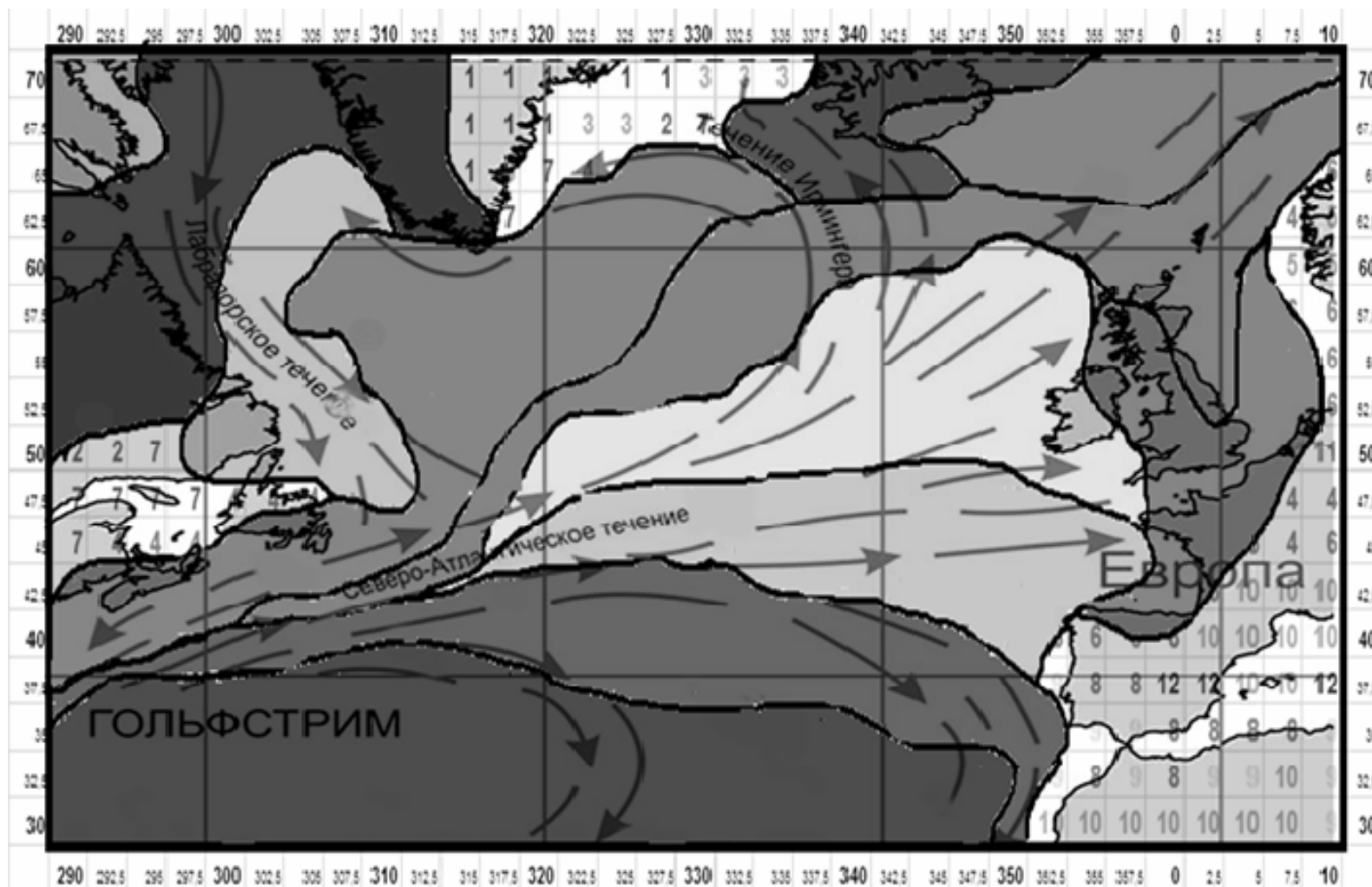


Рис. 4. Карта распределения кластеров среднемесячной температуры поверхности воды (февраль)

**Вывод.** Все приведенные факты особенности структуры распределения кластеров температуры поверхности воды океана, сходства различий кластеров в разные месяцы зимы свидетельствуют о том, что алгоритм УИМКД производит не только формальное распределение физических полей на однородные структуры, но и учитывает физические процессы, обуславливающие их формирование.

### Список литературы

1. *Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны*/ Под ред. С.Г. Горшкова. – Л: Изд.ГУНИО, 1977.
2. *Большев Л.Н., Смирнов Н.В.* Таблицы математической статистики. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
3. *Загоруйко Н. Г.* Прикладные методы анализа данных и знаний. - Новосибирск: ИМ СО РАН, 1999. – 318 с.
4. *Крамер Г.* Математические методы статистики.: Пер. с англ.-2-е изд.- М,1975. – 325 с.
5. *Кулаичев А. П.* Методы и средства комплексного анализа данных. - М: ИНФРА- М, 2006. – 276 с.
6. *Лагутин М. Б.* Наглядная математическая статистика. - М.: П-центр, 2003. – 347 с.
7. *Лемешко Б. Ю., Горбунова А. А., Лемешко С. Б., Постовалов С. Н., Рогожников А. П., Чимитова Е. В.* Компьютерное моделирование и исследование вероятностных закономерностей // Вестн. Том. гос. ун-та. Управление, вычислительная техника и информатика. 2013. №1. С.74-85.
8. *Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б.* О сходимости распределений статистик и мощности критериев однородности Смирнова и Лемана-Розенблатта // Измерительная техника. 2005. № 12. С. 9-14.
9. *Лемешко Б.Ю., Лемешко С.Б., Миркин Е.П.* Исследование критериев проверки гипотез, используемых в задачах управления качеством // Материалы VII международной конференции “Актуальные проблемы электронного приборостроения” АПЭП-2004. Новосибирск, 2004. – Т. 6. – С. 269-272.
10. *Лемешко Б.Ю., Миркин Е.П.* Критерии Бартлетта и Кокрена в измерительных задачах при вероятностных законах, отличающихся от нормального // Измерительная техника. 2004. № 10. – С. 10-16.
11. *Лемешко Б.Ю., Помадин С.С.* Проверка гипотез о математических ожиданиях и дисперсиях в задачах метрологии и контроля качества при вероятностных законах, отличающихся от нормального // Метрология. 2004. – № 3.- С.3-15.
12. *Мандель И. Д.* Кластерный анализ. - М.: Финансы и Статистика, 1988. – 339 с.
13. *Орлов А.И.* О применении статистических методов в медико-биологических исследованиях. - М.: «Вестник Академии наук СССР», 1987.№2. С. 88-94.
14. *Орлов А.И.* О проверке однородности двух независимых выборок // Заводская лаборатория. – 2003. – Т.69. №.1. – С.55-60.
15. *Орлов А.И.* Прикладная статистика. - М.: «Экзамен», 2006. – 671 с.
16. *Орлов А.И.* Состоятельные критерии проверки абсолютной однородности независимых выборок // «Заводская лаборатория. Диагностика материалов».- 2012.Т.78. №.11. – С.66-70.
17. *Райзин Дж. Вэн.* Классификация и кластер. - М.: Мир, 1980. – 244 с.
18. *Серга Э.Н.* Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа // Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2003. – Вип.47. – С.83-89.



19. Служба данных ECMWF ERA-40 [Электронный ресурс].- Режим доступа к журналу.: <http://www.ecmwf.int/products/data>.
20. *Смирнов Н.В.* Оценка расхождения между эмпирическими кривыми распределения в двух независимых выборках // Бюллетень МГУ, серия А. – 1939. – Т.2. №2. – С.3-14.
21. *Уиллиамс У.Т., Ланс Д.Н.* Методы иерархической классификации // Статистические методы для ЭВМ / Под ред. М. Б. Малютов. - М.: Наука, 1986. - С. 269–301.
22. *Школьный С.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д.* Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
23. *Jain A., Murty M., Flynn P.* Data clustering: A review // ACM Computing Surveys. - 1999. - Vol. 31, no. 3. - Pp. 264–323.
24. *Lance G. N., Willams W. T.* A general theory of classification sorting strategies. 1. hierarchical systems // Comp. J. - 1967. - no. 9. - Pp. 373–380.
25. *Lehmann E.L.* Consistency and unbiasedness of certain nonparametric tests / Ann. Math. Statist. – 1951. V.22. № 1. – P.165-179.
26. *Rosenblatt M.* Limit theorems associated with variants of the von Mises statistic // Ann. Math. Statist. – 1952. V.23. – P.617-623.

**Універсальний ітераційний метод кластеризації даних.**

**Серга Е.М.**

*Пропонується новий метод кластерного аналізу, що дозволяє здійснювати розбиття масиву даних на підмножини за принципом неоднорідності. Чисельні експерименти показали, що результати кластеризації на прикладі температури поверхні океану за допомогою даного методу знаходять добре фізичне обґрунтування.*

**Ключові слова:** кластер, однорідність, критерій, омега-квадрат, температура поверхні води.

**The universal iterative method of clusterization data**

**Serga E.M.**

*A new method of cluster analysis that makes possibility to divide data set into multitudes in accordance with the heterogeneity principle. Numerical experiments show that the results of clusterization obtained for sea surface temperature, are physical explained.*

**Keywords:** cluster, homogeneity, criterion, omega-square, surface temperature.

## ОСОБЛИВОСТІ ТЕЛЕКОНЕКЦІЙ ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ МІЖ ТРОПІЧНИМИ Й ВИСОКИМИ ШИРОТАМИ В ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ

Виявлені основні особливості статистичної структури полів приземної температури. Отримані головні компоненти цих полів. Визначені статистично значущі приховані періодичності у часових рядах головних компонент. Отримані попередні висновки щодо атмосферних телеконекцій між головними компонентами полів температури приземного повітря.

**Ключові слова:** структура полів, поля температури, головні компоненти, періодичності.

**Вступ.** В останні десятиріччя велика кількість наукових праць присвячена дослідженню явища Ель-Ніньо-Південного коливання (ЕНПК) та його зв'язків з кліматичними характеристиками різних регіонів Південної півкулі, а також з глобальною кліматичною системою взагалі. Ці зв'язки вивчалися шляхом дослідження телеконекцій між значеннями приземного тиску й температури у зоні утворення ЕНПК і у середніх й високих широтах. Досить цікавими є дослідження авторів [1, 2, 3], які показали, що океанічна циркуляція може грати роль в передачі сигналу ЕНПК у високі широти південної півкулі через Антарктичну циркумполярну хвилю. Як вказується на рис. 1. антарктична циркумполярна хвиля формується в південно-західній частині субтропічної зони Тихого океану і потім поширюється на південний схід Південного океану. Аномалії температури поверхні океану виникають під дією Ель-Ніньо і потім переміщуються на південь паралельно аномаліям середнього поля атмосферного тиску.

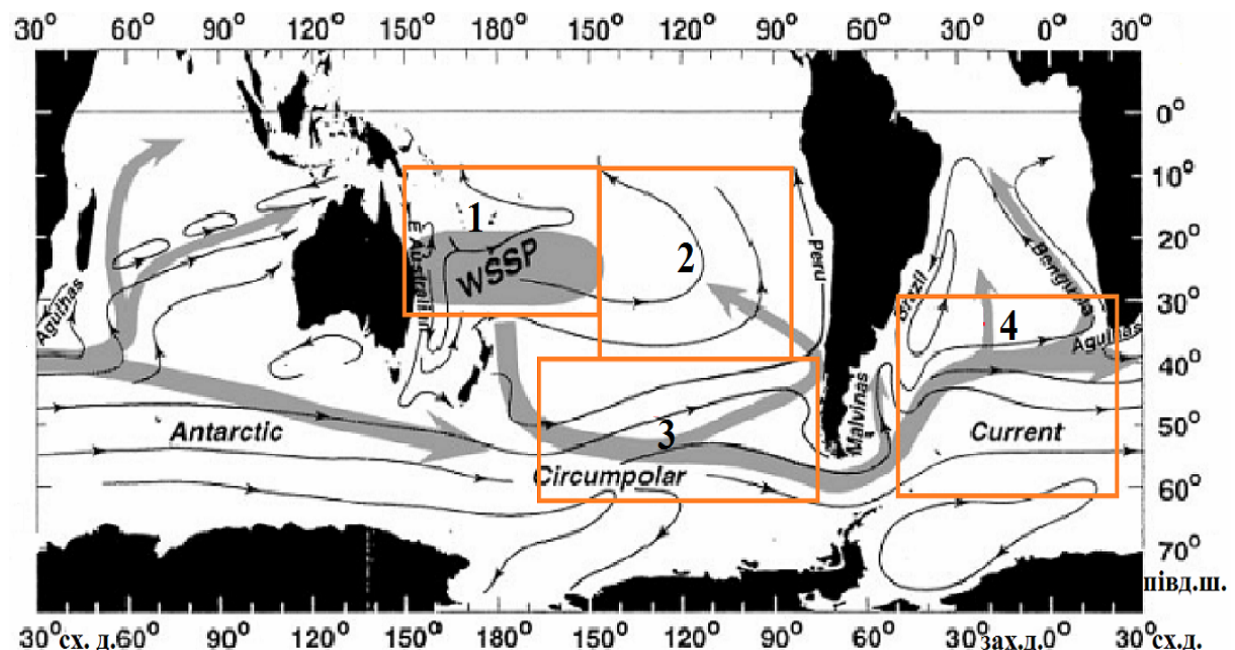


Рис. 1 - Схема загального поширення від екватору міжрічних аномалій температури поверхні океану від джерела, розташованого у районі субтропічної зони західної частини південного Тихого океану (затемнений овал). Суцільні лінії відповідають середній геострофічній циркуляції на поверхні океану [2].  
Регіони дослідження №1, №2, №3, №4.

Зазначені дослідження дають підстави для проведення детального аналізу особливостей статистичної структури зазначеної на рис. 1. області №1, яка є джерелом міжрічної аномалії температури поверхні океану і одночасно є зоною інтенсивної вологої конвекції, що стимулює утворення хвиль Россбі, які переміщуються на південний схід. Такий процес повинен бути чинником формування полів температури повітря у виділених регіонах №2, №3, №4, від яких залежать циркуляційні процеси. Таким чином може проявлятися вплив ЕНПК на атмосферну циркуляцію позатропічних широт південної півкулі.

**Матеріали і методи досліджень.** Об'єктом дослідження стали середньомісячні поля приводної температури. В якості вихідної інформації були використані дані ре-аналізу ERA - 40 [4], задані у вузлах регулярної сітки точок  $2,5^\circ$  на  $2,5^\circ$  в чотирьох секторах, вказаних на рис. 1, за період з 1958 р. по 2002 р. для кожного місяця року.

Для дослідження статистичної структури розглянутих полів використовувались методи багатовимірного статистичного аналізу (компонентний аналіз) і методи теорії випадкових функцій [5].

На основі матриць коваріацій ( $K_x$ ) був проведений компонентний аналіз, який дозволяє виявити важливі особливості структури і динаміки великомасштабних атмосферних процесів. Основне рівняння якого має вигляд

$$K_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (1)$$

де  $\lambda_i$  - власні значення;  $W_i$  - відповідні йому власні вектори.

Як відомо, власні значення є дисперсіями  $\sigma_{Z_i}^2$  ортогональних компонент  $Z_i$  досліджуваних полів, отриманих шляхом їх ортогонального перетворення в базисі власних векторів ( $W$ )

$$Z_i = W' \Delta X_i. \quad (2)$$

Значна інформація про особливості взаємозв'язків між процесами визначається за допомогою когерентності [5]

$$\gamma_{xy}(\omega) = \sqrt{\frac{C_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}{S_x(\omega)S_y(\omega)}}, \quad (3)$$

де  $C_{xy}(\omega)$  - ко-спектр;  $Q_{xy}(\omega)$  - квадратурний спектр.

Когерентність дає можливість порівняти взаємну енергію на фіксованій частоті  $\omega$  з енергіями кожного із процесів  $X(t)$  і  $Y(t)$ , які характеризують їх спектральні щільності  $S_x(\omega)$  і  $S_y(\omega)$ . Вона є спектральним коефіцієнтом кореляції між процесами  $X(t)$  і  $Y(t)$ . Важливими характеристиками також є фазовий спектр, який характеризує взаємодію у часі процесів  $X(t)$  і  $Y(t)$

$$\psi_{xy}(\omega) = \arctg \frac{Q_{xy}(\omega)}{C_{xy}(\omega)} \quad (4)$$

і амплітудний спектр, останній характеризує енергію взаємодії цих процесів

$$A_{xy}(\omega) = \sqrt{C_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}. \quad (5)$$

**Результати досліджень та їх аналіз.** Завдяки інтенсивним процесам тепло- і вологообміну між поверхнею океану і атмосферою, температура нижнього

двометрового шару атмосфери швидко набуває температури поверхні води, тому статистичні характеристики структури полів температури повітря на висоті 2 м, а також її аномалії, у великій мірі відображають відповідні характеристики температури поверхні океану. Вони є інформативними щодо процесів, що відбуваються в цій зоні, а також у певній мірі характеризують зв'язки процесів цього регіону з процесами позатропічних широт.

Основні особливості статистичної структури полів приземної температури в регіоні формування явища Ель-Ніньо (сектор №1) представлені у попередній статті [6]. За зазначеним вище методом були досліджені особливості статистичної структури полів приземної температури і в інших трьох секторах (№2, №3, №4) (рис. 1).

Як показали дослідження у всіх регіонах дисперсії перших трьох ортогональних компонент охоплюють 60-80% від сумарної дисперсії полів температури [6]. Тому перші три ортогональні компоненти відбивають головні особливості полів приземної температури.

Побудовані графіки часових рядів головних компонент полів температури мають структуру випадкового процесу [6], у якому неможливо виявити приховані особливості. Щоб прояснити основні властивості, притаманні часовим рядам головних компонент фізичних полів, використовується операція фільтрації за допомогою ковзного осереднення. В якості вагового множника використовувався косинус-фільтр [5]. Період згладжування часових рядів головних компонент був обраний 4 роки.

На рис.2 представлений згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приземної температури для регіону №1, видно, що у часовому ряді виявляється квазидесятирічна періодичність, а також 4-5 річні коливання. Особливо чітко квазидесятирічне коливання проявляється у часових рядах другої головної компоненти (рис.3).

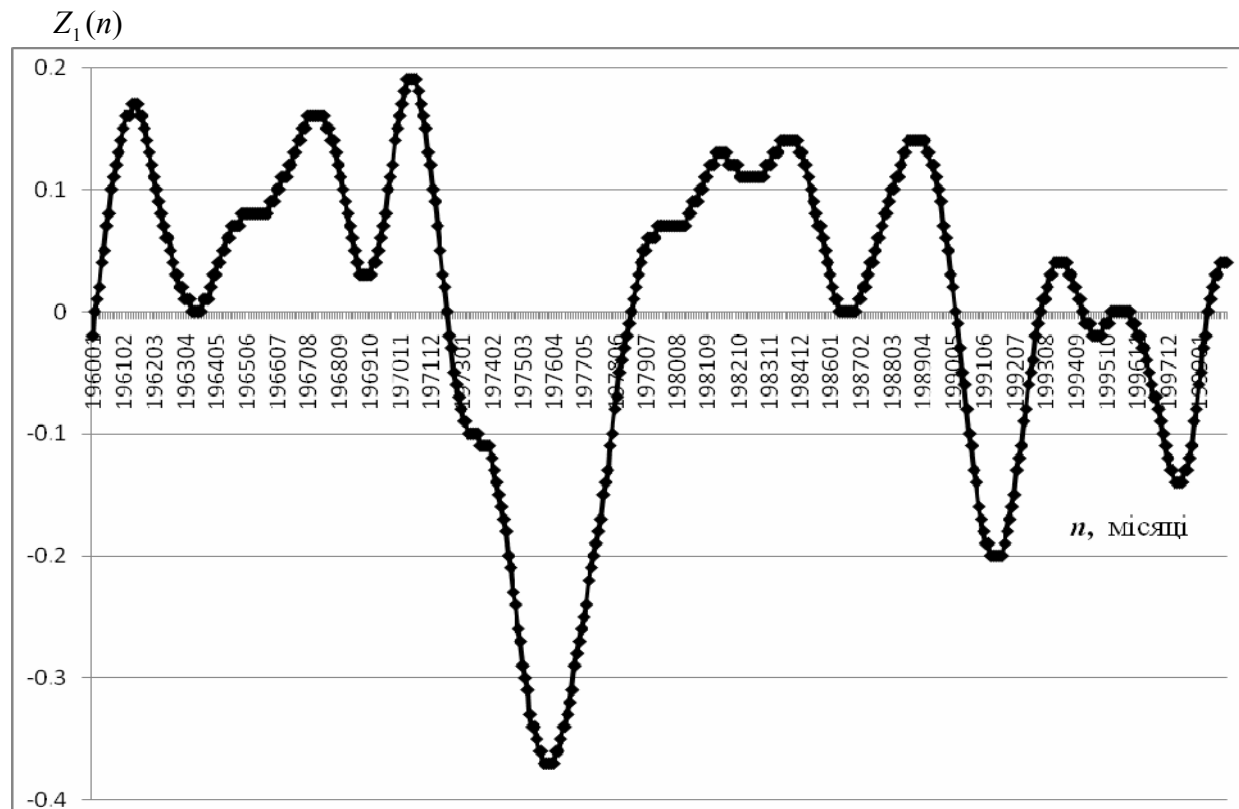


Рис. 2 — Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приземної температури, регіон №1.

При уважному розгляданні згладжених часових рядів головних компонент, велику увагу звертає той факт, що майже всі значні максимуми у коливальних процесах першої і другої компоненти полів температури повітря у першому регіоні співпадають за часом з періодами найбільш розвинутих явищ Ель-Ніньо, а мінімуми з періодами явищ Ла-Ніньо, які відмічаються у роботі [7], табл. 1. Це дає підстави прийти до висновку, що джерело теплих поверхневих вод пов'язано з явищем ЕНПК, оскільки температура повітря біля поверхні води у великій мірі обумовлюється температурою поверхневих океанічних вод. Крім того, виявляється послідовний взаємозв'язок структури часових рядів головних компонент в регіоні №1 з регіонами №3 й №4 (рис.3), що у певній мірі підтверджує вплив цього регіону на процеси позатропічних широт. Періодичності, що утримуються у часових рядах, відповідають коливанням ЕНПК та Антарктичної Циркумполярної хвилі.

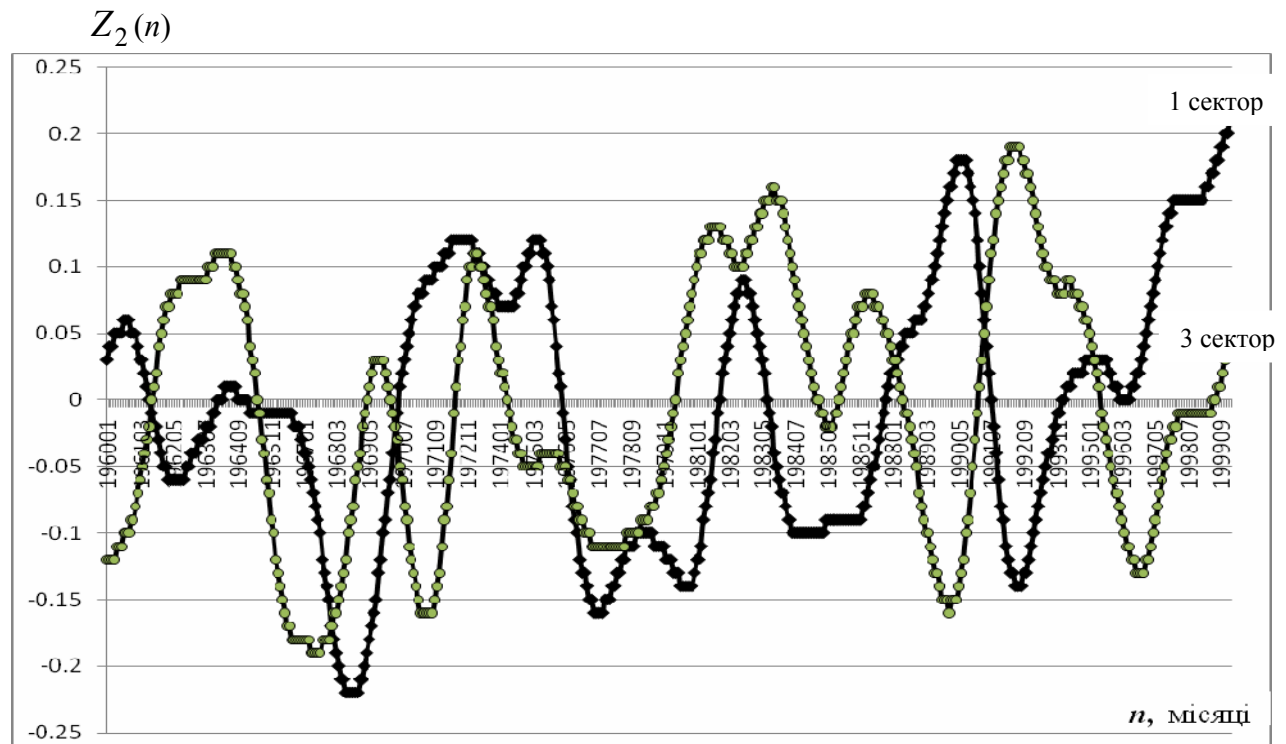


Рис. 3 — Згладжені часові ряди другої головної компоненти полів приземної температури, регіони №1 і №3

Таблиця 1 - Явища Ель-Ніньо і Ла-Ніньо починаючи з 1969 р. [7]

№	Ель-Ніньо		Ла-Ніньо	
	Початок	Закінчення	Початок	Закінчення
1	вересень 1969	березень 1970	липень 1970	січень 1972
2	квітень 1972	березень 1976	січень 1973	квітень 1976
3	серпень 1976	січень 1978	вересень 1984	січень 1985
4	жовтень 1979	квітень 1980	травень 1988	січень 1989
5	квітень 1982	липень 1983	вересень 1995	березень 1996
6	серпень 1986	лютий 1988	січень 1998	грудень 1999
7	березень 1991	березень 1995		
8	квітень 1997	квітень 1998		

Ці результати дають підставу провести більш ретельне дослідження взаємозв'язків між зазначеними процесами у згладжених часових рядах головних компонент приземних полів температури повітря зазначених секторів.

Для вирішення цієї задачі використано зазначений вище взаємний спектральний аналіз головних компонент полів приземної температури повітря. Насамперед розглянемо характеристики взаємозв'язку між першими двома головними компонентами полів температури повітря у першому регіоні з головними компонентами цих полів у інших виділених регіонах, приймаючи точку зору [1], що саме цей регіон є найбільш активним у утворенні явищ ЕНПК.

З метою більш повного формування висновків щодо атмосферних телеконекцій між першими головними компонентами температури приземного повітря побудована діаграма, яка представлена на рис.4.

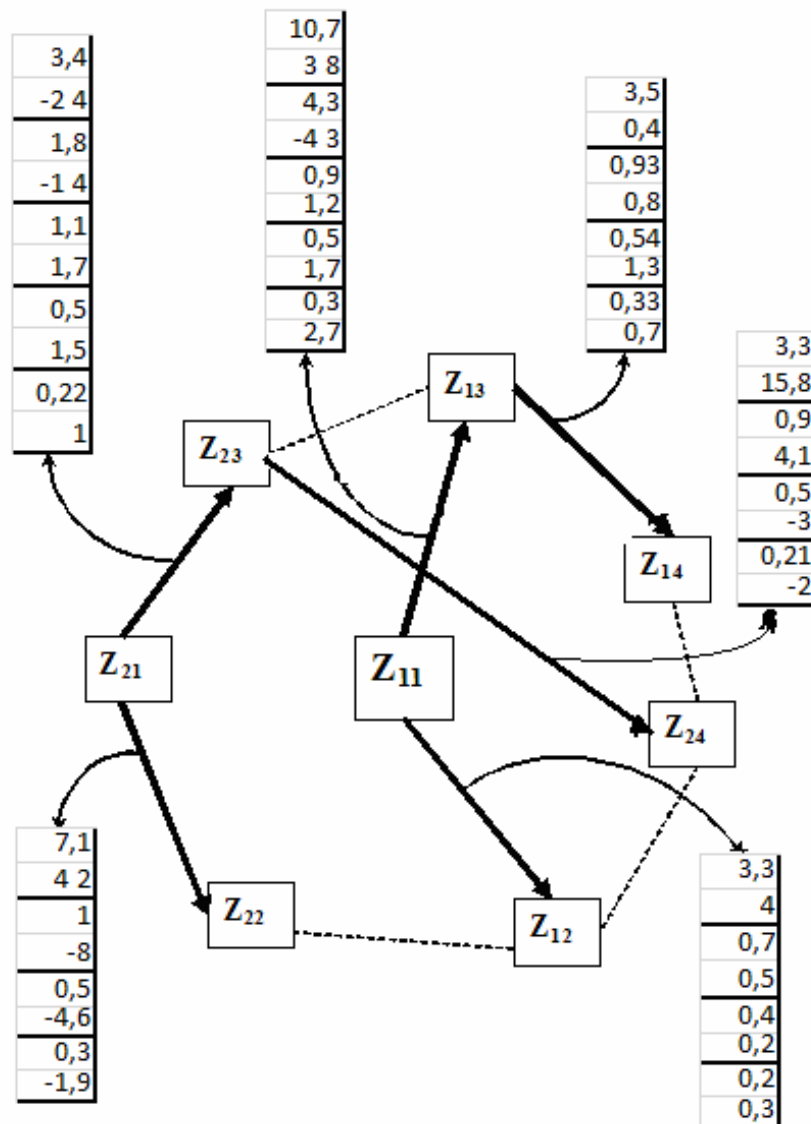


Рис. 4 - Характеристики кореляційних зв'язків головних компонент приземної температури повітря

Діаграма утримує сконцентровану інформацію відносно кореляційних зв'язків між головними компонентами у першому, другому, третьому й четвертому регіонах

(зв'язки відзначені стрілками). Характеристики кореляційних зв'язків вказані у стовпцях: у чисельнику вказується часовий інтервал (у роках), на якому виявляється статистично значущий кореляційний зв'язок між головними компонентами, а у знаменнику – термін випередження (у місяцях зі знаком плюс) і термін відставання (у місяцях зі знаком мінус). Уважний розгляд діаграми дозволяє зробити ряд висновків, необхідно відмітити деякі з них:

а) У всіх розглянутих парах головних компонент полів приземної температури повітря виявляються кореляційні залежності на квазірічних, піврічних і сезонних часових інтервалах.

б) Процес взаємозв'язку на всіх часових масштабах відбувається з випередженням коливань першої головної компоненти першого регіону відносно першої головної компоненти другого регіону. Це свідчить про те, що при розвитку явищ ЕНПК чинником є зміна приводної температури повітря у західній частині зони ЕНПК під дією мусонної циркуляції.

в) Між першими головними компонентами першого й третього регіонів, окрім кореляційного зв'язку на чотирьохрічному інтервалі, проявляється статистично значущий зв'язок на десятирічному інтервалі з випередженням коливання великомасштабних складових полів температури у тропічних широтах на 38 місяців. Є підстави трактувати це явище тим, що таке випередження - результат переміщення хвиль Россбі з тропічних широт (з першого регіону) на південний схід, тобто в високі широти акваторії Південного Тихого океану.

Статистичний зв'язок між другими головними компонентами першого й третього регіонів відбувається, навпаки, з випередженням процесів у третьому регіоні. Це свідчить про те, що на розвиток явищ ЕНПК великий вплив чинить барокліність повітря й інтенсивність розвитку вихрової компоненти полів температури повітря у високих широтах.

г) Відставання змінення вихрової (другої) компоненти полів температури у третьому регіоні відносно вихрової компоненти четвертого регіону можна пояснити впливом процесів синоптичного масштабу, які формують ці складові полів температури на: Південно – Американському континенті, Антарктичному півострові й землях Антарктиди, що розташовуються вздовж узбережжя Південного океану у цьому секторі.

**Висновки.** Розглянуті характеристики компонентного аналізу полів приземної температури у комплексі з методами дослідження випадкових функцій є підтвердженням гіпотези [1], що у приекваторіальних акваторіях Південного Тихого океану за рахунок інтенсивної вологої конвекції хвилі Россбі сприяють утворенню й пересуванню на південний схід струму теплих поверхневих вод, від яких залежить структура полів приземної температури у приантарктичних акваторіях Південного Тихого і Південного Атлантичного океанів і, як наслідок, інтенсифікації циклонічної діяльності у прилеглих морях Амундсена, Беллінсгаузена, Уеддела.

Оскільки кореляційні зв'язки між мінливістю приземних полів температури повітря реалізуються на різних часових масштабах, починаючи з довгоперіодних й закінчуючи річними й сезонними, для визначення термінів передачі енергії від тропічної зони у високі широти Південного океану, а також у зворотному напрямку, необхідно провести ряд чисельних експериментів з розрахунком полів аномалій температури повітря при різних часових інтервалах телеконекцій на початку й наприкінці Ель-Ніньо і Ла-Ніньо й при різних часових масштабах кореляційної залежності.

### Список літератури

1. White WB, Peterson RG. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent // *Nature*.- 1996. – P. 699-702.
2. Peterson RG, White WB. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic circumpolar wave with the tropical El Nino southern oscillation // *Journal of Geophysical Research*.- 1998. – P. 24 573-24 583.
3. Karoly D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Nino-southern oscillation events // *Journal of Climate* 2.- 1989. P. 1239-1252.
4. Служба данных ECMWF ERA-40 [Электронный ресурс].- Режим доступа к журналу.: <http://www.ecmwf.int/products/data>.
5. Школьный Е.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міносвіти України, 1999. – 600 с.
6. Галич Е.А., Сущенко А.И. Особенности метеорологических полей в регионе формирования явления Эль-Ниньо // *Вісник Одеського державного екологічного університету*. - 2012. – Вип. 13. – С. 124-131.
7. Trenberth K.E. The definition of the El Nino // *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.- 1997. – P. 2771-2777.
8. Hoskins BJ, Karoly DJ. The study linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing // *Journal of the Atmospheric Sciences* 38.-1981. – P. 1179-1196.
9. Trenberth K.E. Spatial and temporal variations of the southern oscillation // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102. - 1976. – P. 639-653.

#### **Особенности телеконекций приземной температуры между тропическими и высокими широтами в западном секторе южного полушария**

**Школьный Е.П., Галич Е.А., Сущенко А.И.**

*Выявлены основные особенности статистической структуры полей приземной температуры. Получены главные компоненты этих полей. Определены статистически значимые скрытые периодичности во временных рядах главных компонент. Получены предварительные выводы относительно атмосферных телеконекций между главными компонентами полей температуры приземного воздуха.*

**Ключевые слова:** структура полей, поля температуры, главные компоненты, периодичности.

#### **Features teleconnection surface temperature between tropical and high latitudes in the western sector of southern hemisphere**

**Shkolniy E.P., Galich E.A., Sushchenko A.I.**

*The main particularities of the temperature fields structure revealed. The principal components of these fields obtained. The certain recurring decimals of the components oscillations have hidden. The obtained preliminary findings on atmospheric teleconnection between the main components of the surface air temperature fields.*

**Keywords:** structure fields, temperature fields, main components, periodicals.



## ОСІННІ НИЗЬКІ СТРУМЕНІ НАД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИМ ПРИЧОРНОМОР'ЯМ

*На основі даних радіозондування за десятирічний період охарактеризоване формування струминних течій нижніх рівнів восени 2001-2010 рр., їх структурні параметри та зв'язок зі стратифікацією температури, виявлені переважаючі синоптичні процеси утворення низьких течій та оцінений вплив адвекції температури на виникнення інтенсивного струменя у нижніх шарах тропосфери.*

**Ключові слова:** струминна течія нижніх рівнів, інверсія температури.

**Вступ.** Вимоги безпеки економічної та іншої діяльності сучасного суспільства в нижньому двокілометровому шарі атмосфери, необхідність моніторингу рівня забруднення повітря і організації захисту населення у випадках техногенних і природних катастроф роблять актуальною проблему дослідження режиму температурно-вітрових аномалій. Однією з вказаних аномалій є струминна течія нижніх рівнів (СТНР), тобто пік швидкості вітру більший або рівний  $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  у межах граничного шару атмосфери (ГША), якщо зменшення швидкості вітру в 300-метрових шарах вище та нижче рівня максимуму не менше ніж на  $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  [1]. Як відомо [1, 2], низькі струмені утворюються у різноманітних аеросиноптичних умовах, тому ретельний аналіз фізичних механізмів їх виникнення та погодних явищ, що супроводжують СТНР, є одним з важливих етапів вивчення цього феномена.

**Мета дослідження** – характеристика процесів виникнення струминних течій нижніх рівнів восени 2001-2010 рр. над Північно-Західним Причорномор'ям на прикладі ст. Одеса-ГМО та метеорологічних та циркуляційних умов утворення явища.

Для досягнення цієї мети розв'язані такі задачі:

- зроблена оцінка забезпеченості аерологічною інформацією ст. Одеса-ГМО;
- охарактеризована повторюваність та структура СТНР над Одесою;
- виявлено ступінь впливу характеру температурної стратифікації та синоптичних ситуацій на формування низько тропосферних течій;
- досліджений випадок формування інтенсивного фронтального СТНР.

**Матеріали дослідження та отримані результати.** Для дослідження режиму формування осінніх низькотропосферних течій над Одесою використані дані радіозондування ст. Одеса-ГМО у вересні, жовтні та листопаді 2001–2010 рр. у строк 00 UTC та синоптичні карти (приземна, АТ-925, 850, 700) з архіву пакета АРМСин. Протягом вказаного десятиріччя восени виконано 513 радіозондувань, що становило лише 56 % від нормативної кількості аерологічних спостережень (табл. 1). Аналіз аерологічної інформації за десятирічний період дозволяє зробити висновки щодо зміни забезпеченості даними з року в рік. Як видно з рис. 1, найкращою за осінній період у 2001-2010 рр. вона виявлялася протягом всіх місяців у 2001-2002 рр. - радіозонди випускалися у 80–90 % днів, а максимум припадав на листопад – 87 і 97 %. Також якісне інформаційне забезпечення відзначалося у листопаді 2009-2010 рр. - 90-93 %.

Профілі вітру 513 радіозондів виявили 120 випадків (табл. 1), коли швидкість вітру у нижній тропосфері досягала та перевищувала  $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , з них 90 можна віднести до низькотропосферних течій, при яких вертикальний профіль швидкості вітру відповідав визначенню явища [1, 2]. Таким чином, повторюваність СТНР восени 2001-2010 рр. становила в середньому 18 %, коливаючись від 11 до 23 %, з максимумом у листопаді (23 %), що перевищує її багаторічне нічне значення – 7 % [1].

Таблиця 1 – Забезпеченість вихідною аерологічною інформацією ст. Одеса-ГМО та повторюваність наявності в ГША швидкості вітру  $\geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  та низьких течій восени 2001-2010 рр.

Період	Кількість					
	радіозондів		$V \geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$		СТНР	
	к.в.	%	к.в.	%	к.в.	%
вересень	142	47	24	17	17	12
жовтень	168	54	38	23	27	16
листопад	203	68	65	32	46	23
осінь	513	56	120	23	90	18

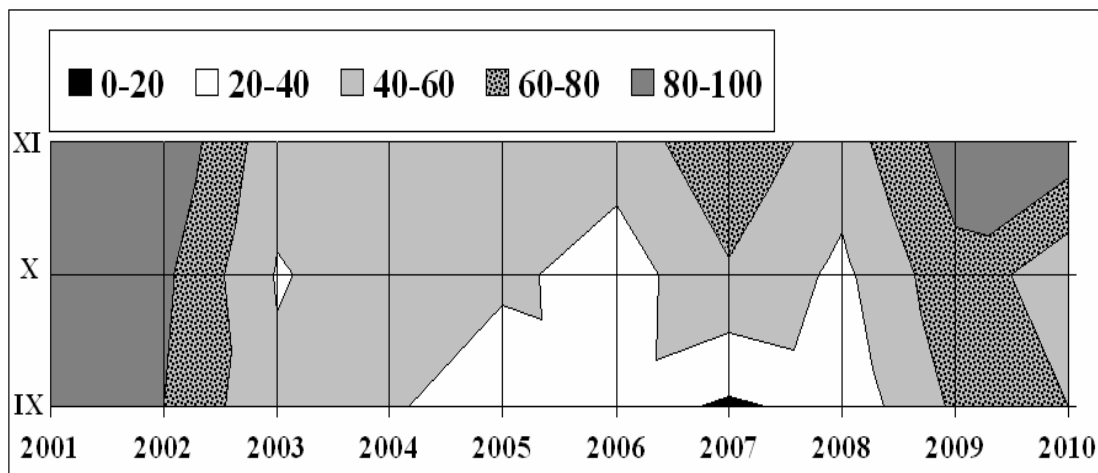


Рис. 1. Забезпеченість (%) даними радіозондування на ст. Одеса-ГМО восени 2001-2010 рр. з року у рік.

По роках формування СТНР розподілялося нерівномірно (рис. 2), найчастіше низькі струмені спостерігалися у вересні 2008 р. – 50 % від кількості зондувань, але в цьому місяці було випущено лише 8 радіозондів, тому цей максимум не є інформативним. Також 33 % випадків у вересні 2006 р. склалися лише з трьох течій. У вересні та жовтні у деякі роки спостерігалося лише по одному випадку СТНР: у вересні 2002, 2004 і 2007 рр. та у жовтні 2003, 2006 і 2010 рр. Низькі струмені взагалі не спостерігалися у вересні 2003, 2005 і 2009 рр., що, можливо, пов'язано з відсутністю щоденних радіозондувань та меншою активністю формування СТНР у тепле півріччя. В цілому за осінній сезон 2001-2010 рр. низькі струмені переважно утворювалися у листопаді – 46 випадків або 56 % від загального числа осінніх СТНР. Активність формування явища у вересні та жовтні практично однакова – 11 і 12 % від загального числа радіозондувань за місяць або 17 і 19 випадків відповідно.

Інтенсивність низькотропосферних струменів восени (рис. 3а) знизилася у порівнянні з 1975-1995 рр. [1] - з 20 до 18-19  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ , але значення швидкості вітру на осі струменя 6 листопада 2009 р. перевищувало на 2  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$  багаторічні дані (33  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) і досягало 35  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ . В середньому, восени 2001-2010 рр. інтенсивність СТНР становила 18-19  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ , з незначним її зменшенням у жовтні, імовірно, за рахунок значної кількості антициклонічної циркуляції (табл. 2). По роках більш інтенсивні СТНР виявилися у листопаді.

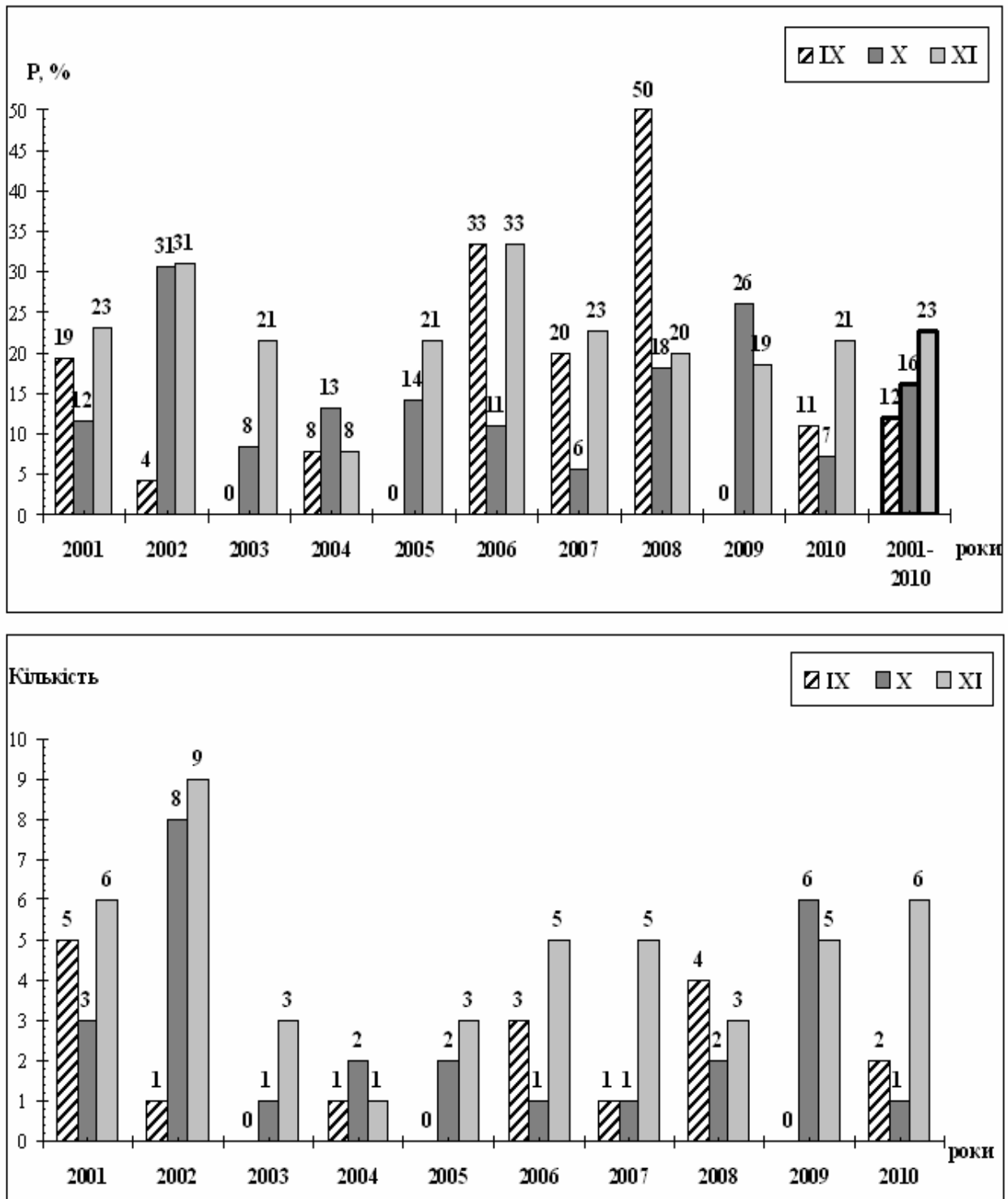


Рис. 2. Повторюваність струминних течій нижніх рівнів над Одесою восени

Відносно просторового розташування СТНР над Одесою виявлено, що вони у 2001-2010 рр. (рис. 3б) спостерігалися вище на 200-300 м, ніж у 1975-1995 рр. З року у рік висота осі струменя змінювалася від 820 до 2400 м, складаючи в середньому за сезон 960 м. Більш високими були низькі течії у вересні (1000 м). Незначно нижче розташовувалися жовтневі СТНР, особливо з 2001 по 2004 рр. Струмені, що утворювалися у листопаді, практично не демонстрували різких стрибків у висоті по роках.

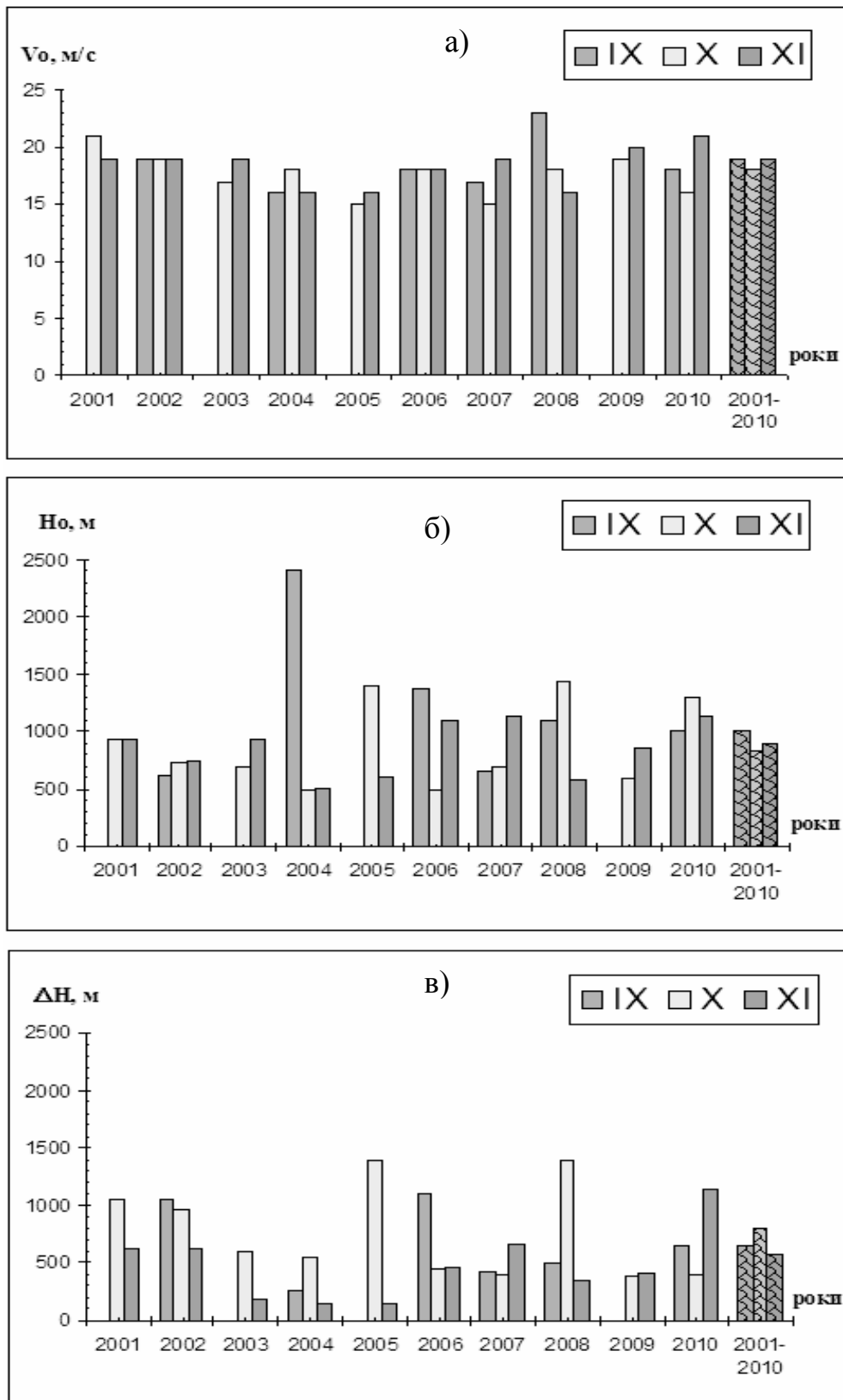


Рис. 3. Середні значення інтенсивності ( $V_0, \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), висоти осі ( $H_0, \text{ м}$ ) і потужності ( $\Delta H, \text{ м}$ ) низькотропосферних струменів над Одесою восени 2001-2010 рр.

Середня потужність СТНР восени (670 м) також перевищувала багаторічні показники (540 м): її середньомісячні величини набирали значень від 250 до 1100 м (рис. 3в), але найчастіше змінювалися у межах 520-900 м; лише у 11 випадках потужність низьких струменів складала більш ніж 1000 м. У листопаді середня потужність СТНР практично не відрізнялася від багаторічних значень і становила 570 м.

Враховуючи відмінність розподілу параметрів СТНР від нормального [1], доцільно використовувати поряд із середніми значеннями модальні. Так, якщо в середньому швидкість вітру на осі струменя над Одесою становила  $18-19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , то її найбільш імовірні значення становили  $16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  протягом всього сезону, тобто менш інтенсивні струмені формувалися частіше. Така ж закономірність характерна для потужності та інтенсивності явища.

Виходячи із загально-фізичної залежності між швидкістю потоку та його потужністю, яка виражена у рівнянні Бернуллі, слід очікувати наявність зворотного лінійного зв'язку між  $V_0$  та  $\Delta H$ . Але, як показано на рис.4, у вересні та листопаді при СТНР виявлена незначна пряма залежність інтенсивності від потужності внаслідок того, що підвищення інтенсивності та потужності часто визначені однаковими синоптичними процесами. Інакше кажучи, потужні струмені характеризувалися відносно значною інтенсивністю. У жовтні ця залежність була меншою (лінія тренда практично паралельна горизонтальній осі).

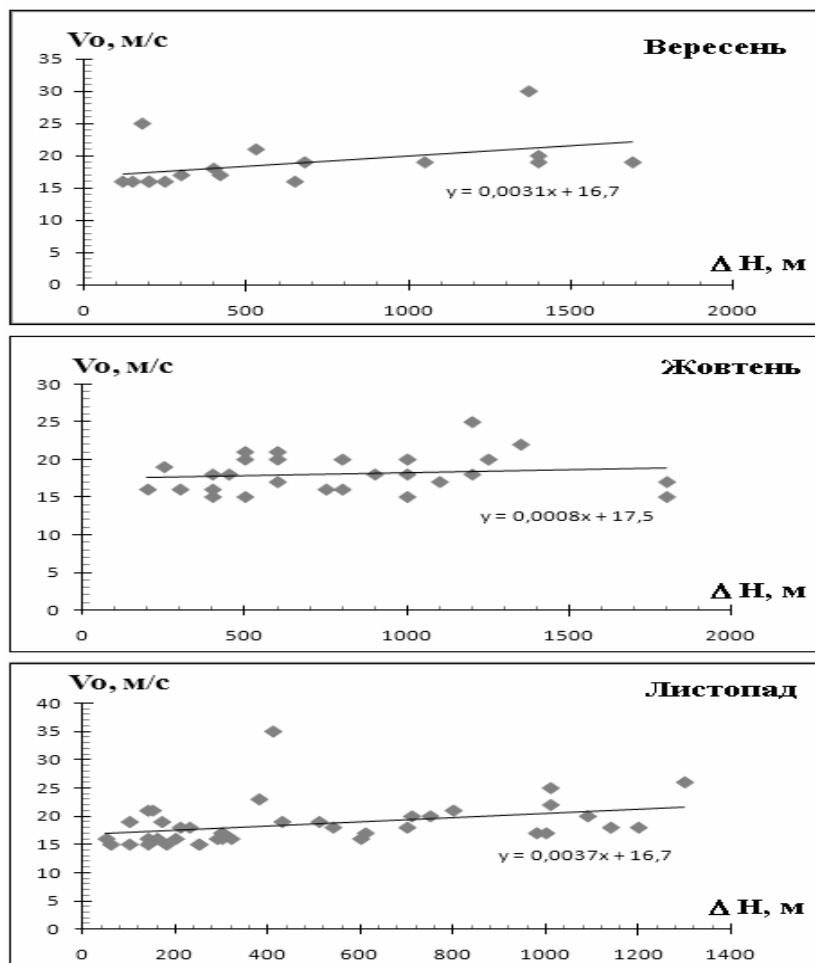


Рис. 4. Залежність між інтенсивністю СТНР та її потужністю над Одесою восени 2001-2010 рр.

Напрямок вітру також є важливою характеристикою вітрових аномалій. Так, над рівнинною частиною України переважають струмені західних напрямків [1]. Як видно з рис. 5, над Одесою восени 2001-2010 рр. переважали південно-західні та північно-західні течії - 30 та 23 % відповідно. В цілому, на західні румби (ПдЗх і ПнЗх) припадало 64 %, тобто більше половини СТНР за сезон, незважаючи на відносно невелику частку саме західного напрямку (11 %). Менш за все струмені набували південно-східного напрямку (4 %). Взагалі за сезон розподіл вітру за румбами на осі СТНР практично співпадав з розподілом на рівні 850 гПа.

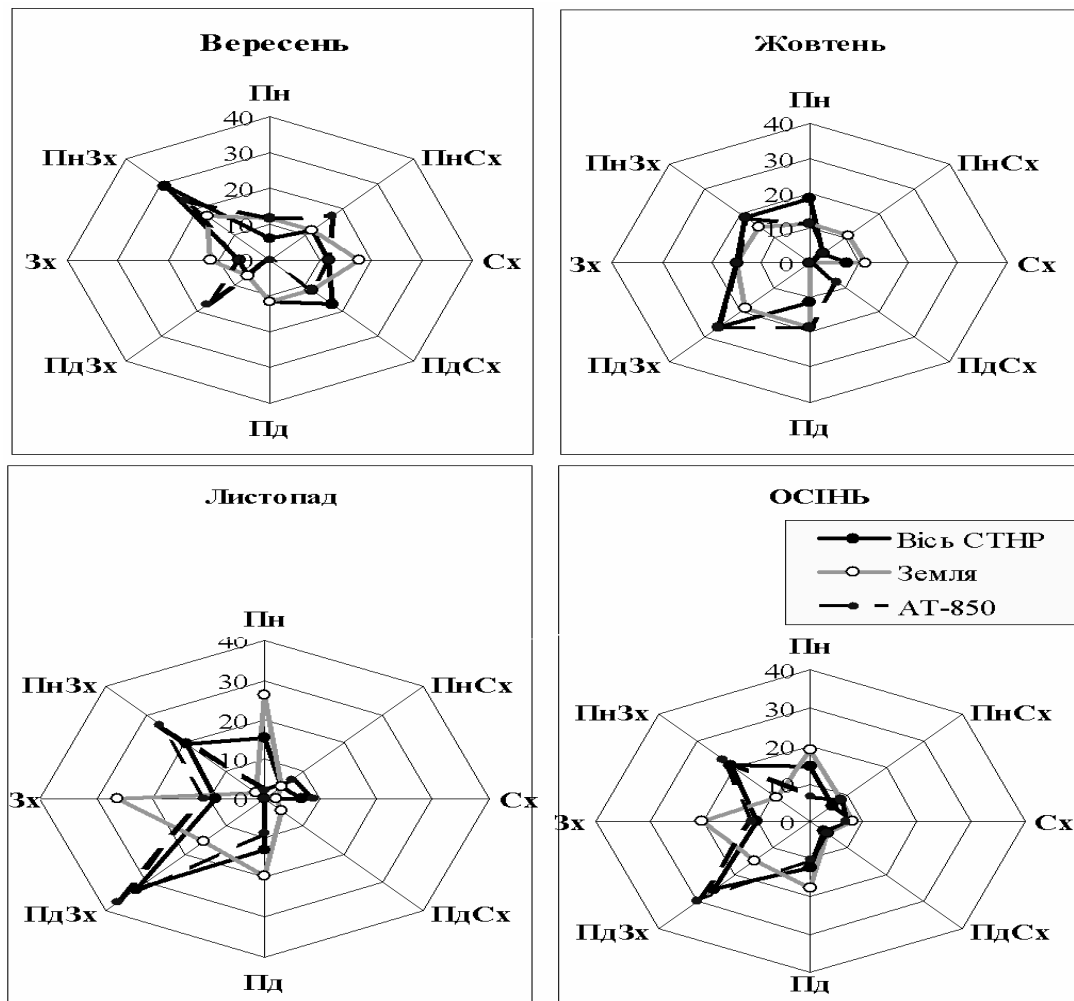


Рис. 5. Напрямок вітру за румбами на осі СТНР, біля землі та на рівні 850 гПа над Одесою восени 2001-2010 рр.

Над Одесою біля землі за кліматичними показниками [4] переважав вітер північно-західних і західних напрямків. За наявності СТНР також мав перевагу західний приземний вітер (20 %), але повторюваність північного та південного напрямків (19 і 18 % відповідно) була однаковою з ним. Взагалі частка західного сектора становила 43 %, тобто менше ніж на осі СТНР. Але по окремих місяцях розподіл вітру за румбами виявився різним, тому що циркуляційні процеси, які визначають режим вітру восени, можуть бути різними, оскільки жовтень та листопад відносяться до холодного півріччя, а вересень – до теплого. Аналіз роз вітру для осінніх місяців над Одесою восени 2001-2010 рр. виявив, що переважно (20-30%) СТНР утворювалися

північно-західних і південно-західних напрямків, але по окремих місяцях є особливості. Як видно з рис. 5, рози вітру для листопаду та всього сезону майже однакові, можливо, через найбільшу повторюваність СТНР саме у цьому місяці, що й формувало конфігурацію рози вітру взагалі.

Для більш повного дослідження стану нижніх шарів атмосфери в період існування СТНР необхідно також брати до уваги зміну з висотою не тільки швидкості, але і напрямку вітру. Від поверхні землі до осі струменя практично завжди (76 %) спостерігався правий поворот вітру.

Як показують численні дослідження, проведені для різних регіонів земної кулі, існує певний взаємозв'язок струминних течій нижніх рівнів і температурних інверсій [1, 3]. Затримуючі шари вносять великий внесок у виникнення низьких струменів, зменшуючи турбулентність певного шару повітря, внаслідок чого порушується обмін кількістю руху по вертикалі, що призводить до деформації вертикального профілю швидкості вітру. В середньому над територією України поєднання низьких струменів і інверсії спостерігається в 65-75% випадків у холодну пору року і не більше 40% випадків - у теплу [1, 3]. Комбінація низькотропосферного струменя і затримуючого шару переважно виявляється вночі незалежно від сезону. Однак у холодне півріччя формування денного струменя, що супроводжується інверсією, не є рідкісним явищем, тоді як у тепле таке практично неможливо (не більше 3% випадків). Над Одесою восени СТНР переважно виникали при відсутності затримуючих шарів – 62 % (рис. 6). Причому найчастіше це спостерігалось у жовтні - 78%, менш за все у вересні – 47 %.

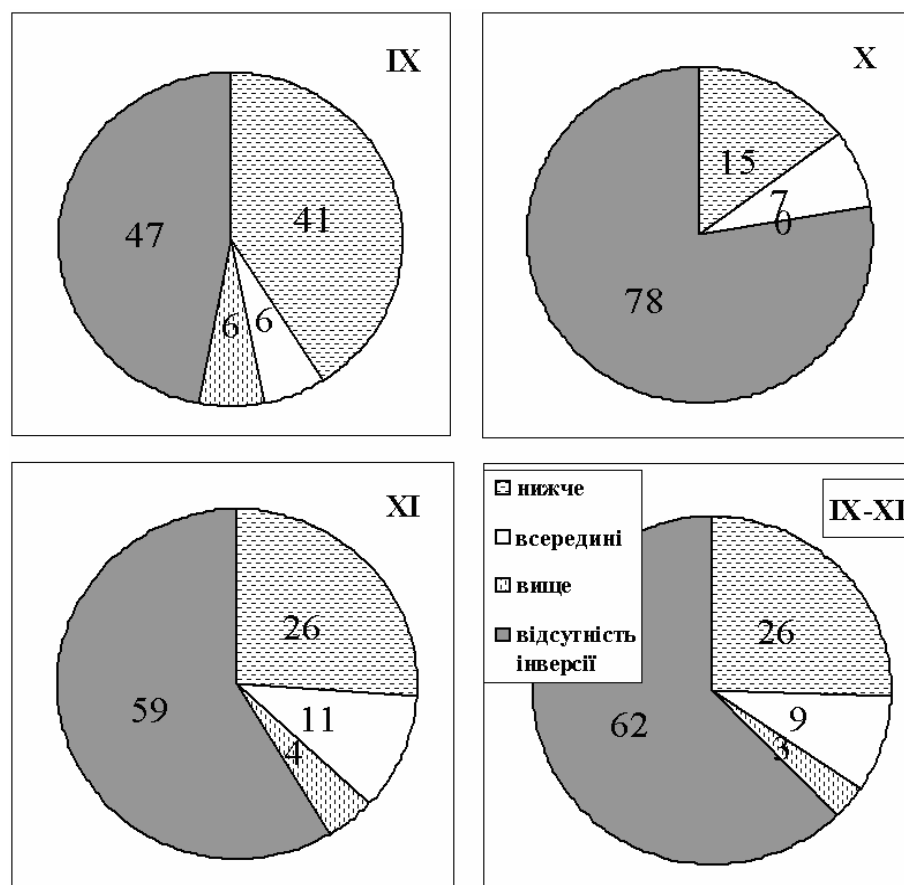


Рис. 6. Повторюваність (P, %) варіантів взаємного розташування затримуючих шарів відносно СТНР та їх відсутності над Одесою восени 2001-2010 рр.

Велика кількість СТНР утворювалася при інверсії нижче струменя (26 %), тобто при приземному затримуючому шарі. Більш за все подібна ситуація спостерігалася у вересні – 41 %, менш за все у жовтні – 15 %. Невисока кількість СТНР формувалася при затримуючому шарі всередині струменя (9 %) та менш за все інверсій виявилось вище осі СТНР (3 %). Таким чином, більше половини СТНР (62%) восени 2001-2010 рр. виникали при зниженні температури з висотою та майже третина (26%) при приземних інверсіях.

Низькотропосферні струмені обумовлюються різними макроциркуляційними умовами. В основному СТНР (у середньому по Україні від 65 до 70% випадків) спостерігаються при циклонічному характері циркуляції: в тилівій, передній частинах і теплому секторі циклону, улоговини [1]. У південному напрямку збільшується відсоток антициклонічних струменів. У Сімферополі, найпівденнішому пункті радіозондування в Україні, в гребені відмічено найбільший відсоток СТНР – 20 % випадків протягом року. Крім того, низькі струмені виникають в малоградієнтному полі та перехідній зоні між областями високого і низького тиску (від 4 до 15% випадків). Різноманітність макроциркуляційних умов формування низькотропосферних струменів свідчить про те, що у створенні струменів беруть участь різні фізичні механізми. Це підтверджує залежність структурних параметрів СТНР від синоптичної ситуації. Так, над територією України в циклонах швидкість вітру на осі та потужність струменів у середньому більша, ніж в антициклонах.

Протягом періоду дослідження над Одесою також переважали СТНР, що утворювалися під впливом циклонічної циркуляції – 66 випадків або 73 % від загального числа струменів (табл. 2). Найчастіше циклонічні низькі струмені формувалися в улоговині та теплому секторі – 31 і 29 % відповідно. Найменша кількість СТНР спостерігалася у передній та тилівій частинах циклону – 4 і 9 %. Осінні СТНР, що виникали у полях підвищеного тиску (24 випадки або 27 %), переважно у передній частині антициклону (12 %), менш за все – у його центрі (2 %).

Таблиця 2 - Повторюваність (%) СТНР у різних баричних утвореннях над Одесою восени 2001-2010 рр.

Місяць	Тип баричного утворення							
	циклон				антициклон			
	передня частина	теплий сектор	тил	улого-вина	перед. частина	центр. частина	тил	гребінь
Вересень	6	6	6	29	24	0	12	18
Жовтень	4	19	7	56	4	7	4	0
Листопад	4	43	11	17	13	0	7	4
Осінь	4	29	9	31	12	2	7	6

Більша частина низькотропосферних струменів восени відмічалася у зоні впливу атмосферних фронтів – 60 %; причому половина з них - на холодному фронті, 40 % – на теплому, і лише 10 % – на фронті оклюзії. У зв'язку з теплими фронтами спостерігалися найбільш інтенсивні течії (від 18 до 30 м/с), а холодними – менш сильні (від 16 до 19 м/с). Отже за синоптичними умовами утворення струменів восени 2001-2010 рр. не відрізнялось від [1], незважаючи на циркуляційні зміни останніх десятиріч (1986-2010 рр.) [5]. Виняток становив вересень через формування практично половини СТНР у антициклонічному полі.



У період дослідження найінтенсивніша осіння СТНР відмічена 6 листопада 2009 р. (рис. 7), яка зумовлена перехідною зоною з великими баричними градієнтами між антициклоном з центром над північчю ЄТР та циклоном із центром над Атлантикою (рис. 8). Інтенсивність течії з максимумом на висоті 690 м досягала  $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  при незначній потужності 400 м та при безінверсійному стані атмосфери.

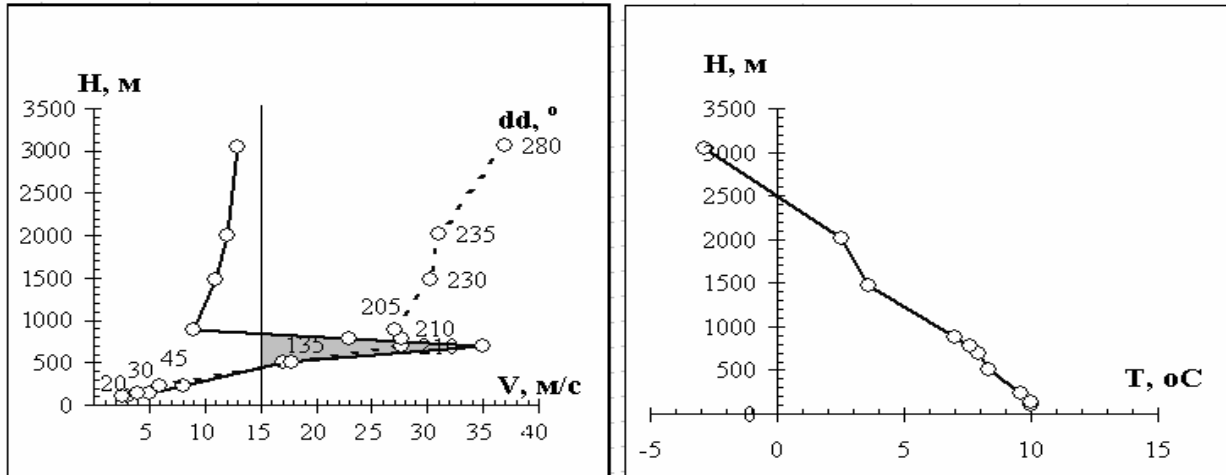


Рис. 7. Вертикальний розподіл швидкості вітру та температури повітря над Одесою 6 листопада 2009 р.

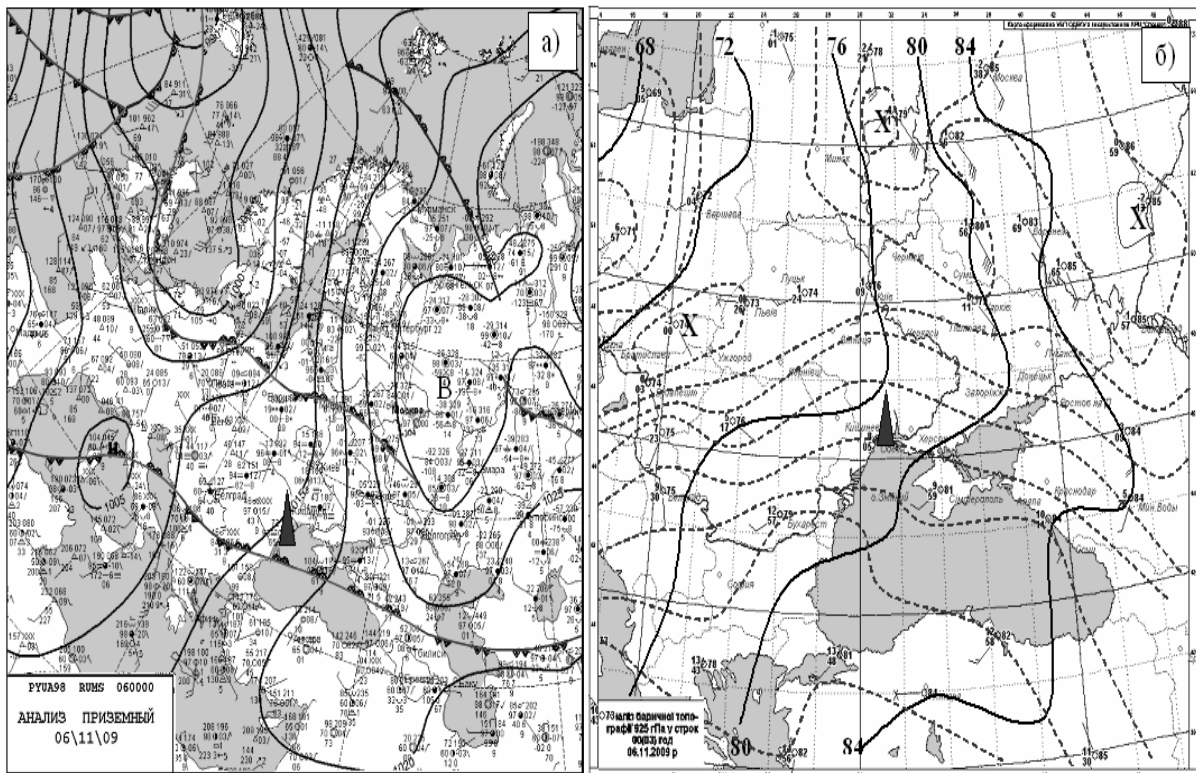


Рис. 8. Приземний аналіз (а) та карта АТ-925 (б) за 6 листопада 2009 р.

Коротко розглянемо вказано баричне поле. В Атлантико-Європейському секторі 6 листопада 2009 р. основними погодоутворюючими процесами були (рис. 8 а):

- улоговина циклону, який розташувався над Ісландією. Вона досягала Італії та півночі Африки;

- низький циклон, що утворився у цій улоговині над о. Корсика та був окреслений лише однією ізобарою з мінімальним тиском 1004,5 гПа. З цим циклоном пов'язана система фронтів, яка проходить по заході Європи в квазімеридіональному, а по півдню Європи - в квазіширотному напрямку;

- антициклон, з центром над Кіровською областю Російської Федерації, вплив якого розповсюджувався від Каспійського до Білого моря, а гребінь формував погодні умови над південним заходом Росії та сходом України, Чорним морем до о. Кіпр.

Термобаричне поле на рівні 925 гПа (рис. 8б) представлено майже перпендикулярними ізотермами та ізогіпсами, що свідчить про значну адвекцію тепла. Вище, на рівнях 850 та 700 гПа, адвекція тепла виявилася менш інтенсивною.

Вертикальний розподіл вітру (рис. 7) демонстрував, що від поверхні землі до рівня 925 гПа (785 м) спостерігався поворот вітру за годинниковою стрілкою на  $190^\circ$  (вправо) та швидкість вітру досягала  $23 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , але максимальна швидкість ( $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) відмічена на 100 м нижче, тобто на висоті 690 м. На рівні 850 гПа (1480 м) над Одесою відзначався незначний правий поворот вітру на  $20^\circ$  і швидкість вітру знизилася до  $11 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а на відмітці 700 гПа (3040 м) спостерігався правий поворот вітру на  $50^\circ$  при швидкості вітру  $13 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Тобто характер вертикального розподілу вітру за напрямком підтверджував наявність інтенсивної адвекції тепла перед теплим фронтом. З метою кількісної оцінки адвекції температури використано електронний архів Плімутського державного центра погоди (Plymouth State Weather Center) [6]. Як видно з рис. 9, над півднем України перед лінією теплового фронту на рівні 925 гПа виявилася область підвищених значень адвекції тепла з максимумом  $3,14 \cdot 10^{-4} \text{ К}\cdot\text{с}^{-1}$  в районі Одеси та  $2,36 \cdot 10^{-4} \text{ К}\cdot\text{с}^{-1}$  над Ізмаїлом. Вище, тобто на рівні 850 гПа спостерігався лише один максимум в біля Ізмаїла з інтенсивністю  $1,49 \cdot 10^{-4} \text{ К}\cdot\text{с}^{-1}$ .

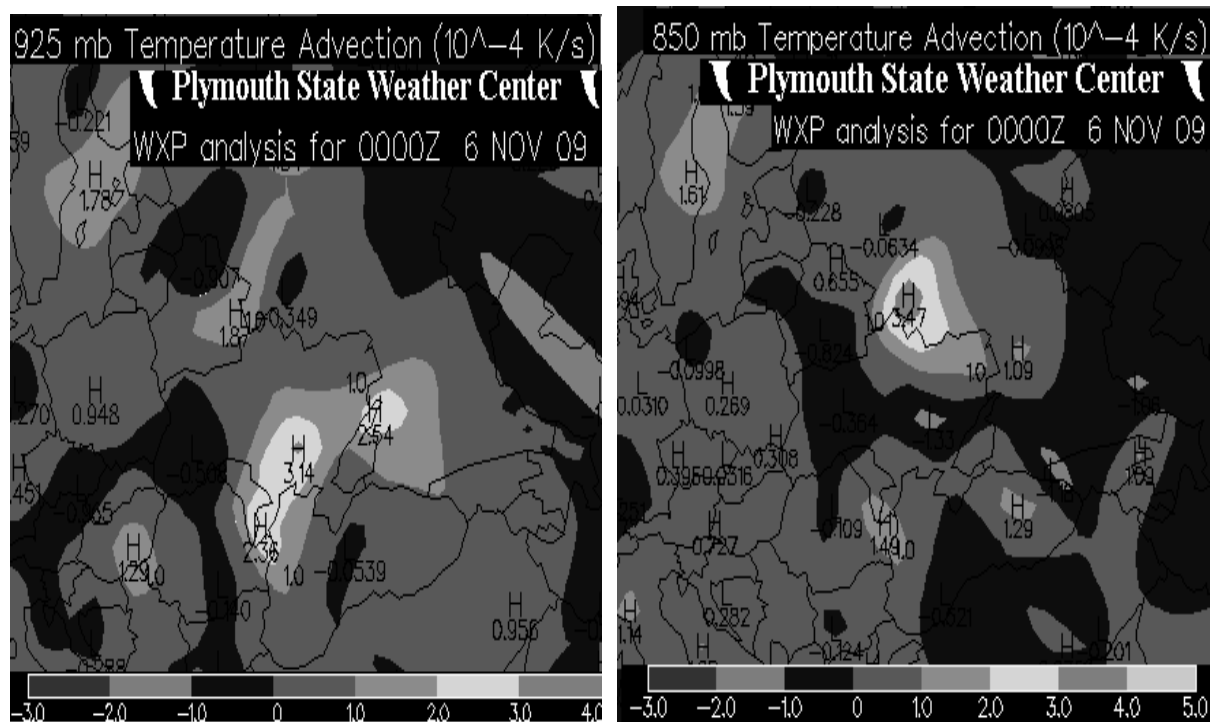


Рис. 9. Розподіл адвекції температури над Європою на рівні 925 гПа 6 листопада 2009 р., строк 00 UTC.

Отже найбільш інтенсивний низький струмінь над Одесою 6 листопада 2009 р. сформувався перед теплим фронтом у зоні сильної адвекції тепла на рівні 925 гПа.

**Висновки:**

Протягом періоду дослідження восени 2001-2010 рр. над Одесою спостерігалися СТНР, які характеризувалися такими особливостями:

- інтенсивність низькотропосферних струменів практично не змінилася у порівнянні з 1975-1995 рр. та становила  $19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , але максимальне значення швидкості вітру на осі струменя перевищувало 6-го листопада 2009 р. багаторічні дані на  $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  та досягало  $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ;

- переважали південно-західні та північно-західні течії - 30 та 23 % відповідно, а в цілому, на західні румби припадало 64 %;

- більше половини СТНР (62%) утворювалося при зниженні температури з висотою та майже третина (26%) - за наявності приземних інверсій;

- низькі течії здебільше пов'язані з циклонічною циркуляцією – 66 випадків або 73 % від загального числа струменів; найчастіше циклонічні низькі струмені формувалися в улоговині та теплому секторі – 31 і 29 % відповідно.

**Список літератури**

1. *Івус Г.П.* Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди. Навч. посібник. – Одеса: Екологія, 2007. – 328 с.

2. *Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.* Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. – 2006. - № 73. - С. 156-158.

3. *Івус Г.П., Савченко Т.С., Семергей-Чумаченко А.Б.* Струйные течения нижних уровней над Украиной // Глобальные и региональные изменения климата. – К.: Ника-Центр, 2011. – С. 102-108.

4. *Клімат України.* - К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.

5. *Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К.* Характерные особенности синоптических процессов различной вероятности конца XX – начала XXI столетий // Глобальные и региональные изменения климата. – К.: Ника-Центр, 2011. – С. 86-95.

6. *Електронний архів* Плімутського державного центра погоди (Plymouth State Weather Center). - <http://vortex.plymouth.edu/upcalc-u.html>.

**Осенние низкие струи над Северо-Западным Причерноморьем.**

**Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б.**

*На основе данных радиозондирования за десятилетний период охарактеризовано формирование струйных течений нижних уровней осенью 2001-2010 гг., их структурные параметры и связь со стратификацией температуры, выявлены синоптические процессы, преобладающие при образовании низких струй, и оценено влияние адвекции температуры на возникновение интенсивного течения в нижних слоях тропосферы.*

**Ключевые слова:** струйное течение нижних уровней, инверсия температуры.

**Autumn low jet over the Northwest Black Sea Coast.**

**Ivus G., Semergei-Chumachenko A.**

*The formation of low level jet in autumn 2001-2010, the structure and relationship with the stratification of temperature are characterized on the basis of sounding observations for the ten-year period. The synoptic processes prevailing during the formation of low jets are identified. The influence of temperature advection on the case of intense flow in the lower troposphere is estimated.*

**Keywords:** low-level jet, temperature inversion.

## ДОСЛІДЖЕННЯ ХВИЛЬ ТЕПЛА ЛІТНЬОГО СЕЗОНУ, ЩО СПОСТЕРІГАЛИСЯ В КИЄВІ ЗА ПЕРІОД 1911–2010 РР.

*В статті розглянуто випадки хвиль тепла в Києві за столітній період. Проаналізовано їх часову динаміку, тривалість та інтенсивність. Встановлено, що хвиля тепла липня–серпня 2010 р. була найпотужнішою та найтривалішою за досліджуваний період. Охарактеризовано синоптичні процеси, що призвели до її формування та температурний режим в Києві в цей період.*

**Ключові слова:** хвиля тепла, інтенсивність хвилі тепла, тривалість хвилі тепла, синоптичні процеси.

**Вступ.** Прояв хвиль тепла (ХТ) – тривалих періодів аномально теплої погоди – в літній період завжди супроводжується негативними наслідками для здоров'я людей та економіки. Під час таких періодів, в першу чергу, погіршується самопочуття найбільш вразливих категорій населення – людей похилого віку, дітей та людей, що мають хронічні захворювання. В окремих випадках тривала спека може призвести навіть до значних людських жертв – як це трапилося під час потужних ХТ 2003 та 2006 рр. у Європі, 1996 р. – в Сполучених Штатах, 2010 р. – в Росії, що й привернуло значну увагу до цього атмосферного явища. Вивчення ХТ в Україні переважно сфокусовані на дослідженні хвилі тепла липня–серпня 2010 р. [7, 9]. Проте, як свідчать дослідження зарубіжних вчених [12], інтенсивні ХТ в країнах центральної Європи спостерігалися не лише протягом останніх десятиліть, але й раніше. В Києві (найбільшому місті держави), з кількомільйонним населенням, під час прояву хвиль тепла, їх негативного впливу зазнає величезна кількість людей. Детальне вивчення частоти прояву хвиль тепла, їх характеристик та синоптичних передумов виникнення, дасть змогу наблизитися до розв'язання проблеми прогнозування даного атмосферного явища та мінімізації його негативного впливу на людину як біологічну істоту та її господарську діяльність.

**Аналіз останніх досліджень.** Вивчення та аналіз зарубіжних літературних джерел, присвячених хвилям тепла, що передували даному дослідженню [8], показав, що цій проблемі на сьогоднішній день приділяється значна увага практично в усіх європейських країнах, а також у Сполучених Штатах Америки. Потужна хвиля тепла влітку 2010 р. на території Росії стала причиною посилення інтересу до цього явища також російських вчених [4-6]. Окремі дослідження присвячені розгляду повторюваності випадків хвиль тепла за кілька десятиліть чи століття на певних територіях, багато робіт висвітлюють вплив цього явища на живі організми. Ноек та ін. [10] і Johnson та ін. [11] розглядають взаємозв'язки між хвилями тепла та рівнем забруднення атмосферного повітря.

**Матеріали та методи досліджень.** Літній сезон обмежується датами стійкого переходу середньодобової температури повітря через 15°C в період її підвищення навесні і зниженні восени, проте, оскільки в різні роки такий перехід може значно варіюватися (наприклад, в Києві, літо може розпочинатися як на 15 днів раніше від середньої дати, так і на 30 днів пізніше неї), в даному дослідженні літній період має фіксовані часові рамки – 1 червня – 31 серпня.

Для проведення дослідження було використано матеріали щоденних спостережень за температурою повітря на метеорологічній станції Київ за червень–серпень 1911–2010 рр.

На сьогодні не існує єдиного універсального визначення хвиль тепла, що використовувалося б як критерій для виявлення цієї аномалії у всіх без винятку дослідженнях. У [8] обґрунтовано зручність використання визначення ХТ, що рекомендоване ВМО, для дослідження проявів цього явища на території України. Отже, в даному дослідженні хвилею тепла вважалися випадки, що відповідали наступним критеріям: період, протягом якого максимальна добова температура повітря понад 5 послідовних днів перевищує середню максимальну температуру повітря за цей день за період 1961–1990 рр. на 5 °С.

**Виклад основного матеріалу.** *Кліматичні особливості літнього сезону в Києві.* Київ розташований в центральній частині України на берегах річки Дніпра, його висота над рівнем моря становить 167 метрів. Географічне положення міста відіграло важливу роль у формуванні кліматичних умов і мікрокліматичних особливостей окремих його районів. Територія міста розділена Дніпром на правобережну та лівобережну частини. Клімат Києва є помірно-континентальним із м'якою зимою і теплим літом. В табл. 1 представлено значення середніх температур повітря у місті протягом року.

Таблиця 1 – Значення середньомісячної температури повітря у м. Києві

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Середня $t_{\text{пов.}}, ^\circ\text{C}$	-5,6	-4,2	0,7	8,7	15,2	18,2	19,3	18,6	13,9	8,1	2,1	-2,3	7,7

В літній сезон в Києві визначальними є вплив радіаційного чинника та діяльної поверхні. Суттєву роль у формуванні погодних умов також відіграє трансформація повітряних мас в областях підвищеного тиску. Циклонічна діяльність представлена слабо вираженими циклонами та улоговинами. На початку літа погода, як правило, має відносно нестійкий характер – можуть спостерігатися похолодання, пов'язані з вторгненням повітря з півночі та північного заходу. В другій половині літа переважає антициклоніальний тип погоди і тривалий час зберігається малоохмарна, жарка, суха погода.

Найтеплішим місяцем літа (як і року загалом) є липень, хоча в 30 % років найтеплішим буває серпень. Високі температури повітря формуються при надходженні

сухого континентального повітря помірних широт або тропічного повітря з нижнього Поволжя та Середньої Азії, або в умовах малорухомих термічних депресій, які виникають в результаті тривалого інтенсивного нагріву повітря. За даними [2], у Києві абсолютний максимум температури  $+35^{\circ}\text{C}$  та вище може спостерігатися з червня до серпня, його ймовірність становить 10-15 %.

Також слід зазначити, що у великих містах, до яких належить Київ, як правило спостерігається температурна аномалія, що характеризується підвищеною порівняно з периферією температурою повітря – так званий острів тепла. Однією з основних причин його формування є те, що матеріали, якими складена поверхня міста, мають значення альбедо нижчі, ніж природні. Міські поверхні поглинають більше короткохвильової сонячної радіації, тому нагріваються швидше і повітря над ними відповідно прогривається також швидше. Заасфальтовані поверхні й стіни будинків у світлий час доби запасують певну кількість тепла, а вночі віддають його навколишньому повітрю. Природні процеси ще більше спотворюються в умовах міста завдяки малому випаруванню, адже, в сільській місцевості вранці сонячна енергія витрачається на випаровування роси, процес гутації у рослин, тощо, у місті ж вона безпосередньо поглинається будинками та асфальтом [3]. Крім того, на території міста внаслідок забруднення повітряного басейну знижене ефективне випромінювання та нічне вихолоджування. В результаті дослідження проведеного Н.П. Гребенюк та М.Б. Барабаш [1] було зафіксовано існування відмінностей в температурному режимі Києва від навколишніх територій (станцій, розташованих на відстані 40–80 км) ще з 20-х років ХХ століття. Дослідження охопило період 1926–1995 р. Перевищення середньорічної температури повітря в Києві протягом обраного періоду в різні п'ятирічки становило від  $0,2$  до  $0,7^{\circ}\text{C}$  [1].

**Дослідження хвиль тепла в Києві.** В результаті аналізу рядів температури повітря було встановлено, що за період 1911–2010 рр. в Києві спостерігалось 32 випадки ХТ, що відповідали критеріям визначення цього явища, яке використано в даному дослідженні (табл. 2).

Незважаючи на невелику кількість випадків ХТ протягом досліджуваного періоду, це явище спостерігалось щодаки (десять років) (рис. 1). Часова динаміка кількості випадків ХТ за останні сто років характеризується двома максимумами – в 1931–1940 і 2000–2010 рр. В ці періоди зафіксовано 6 і 5 випадків хвиль тепла, відповідно. Найнижча кількість ХТ за декаду була зафіксована в 1981–1990 рр. – один випадок. Як видно з табл. 2 тривалість хвиль тепла, що спостерігалися протягом досліджуваного періоду в Києві в більшості випадків є незначною: 10 випадків (31 %) ХТ мають тривалість лише 6 днів (така тривалість є мінімальною згідно визначення, що використовується в даному дослідженні); 9 випадків (28 %) ХТ – понад 10 днів і лише 2 випадки (6 %) – більше 15 днів. Хвилі тепла з максимальною тривалістю були зафіксовані в 2010 р. (тривалість 18 днів) та 1946 р. (16 днів). Середня тривалість ХТ в Києві за період 1911–2010 рр. становила 8,9 дня.

Таблиця 2 – Випадки хвиль тепла в м. Києві за останнє сторіччя та їх тривалість

Рік	Дата	Тривалість ХТ	Рік	Дата	Тривалість ХТ
1910	11.06–17.06	7	1956	03.06–08.06	6
1917	17.06–25.06	9	1959	14.07–24.07	11
1921	01.06–06.06	6	1963	25.07–31.07	7
1924	13.06–18.06	6	1963	03.08–10.08	8
1929	17.08–26.08	10	1964	16.06–24.06	9
1936	02.07–07.07	6	1968	15.06–21.06	7
1936	19.07–02.08	15	1972	15.07–29.07	15
1938	30.06–05.07	6	1975	16.06–23.06	8
1938	21.08–31.08	11	1985	26.08–31.08	6
1939	13.06–18.06	6	1999	07.06–20.06	14
1939	14.08–21.08	8	2000	17.08–23.08	7
1943	24.08–29.08	6	2001	20.07–28.07	9
1946	10.06–15.06	6	2002	08.07–22.07	15
1946	10.08–25.08	16	2010	08.06–14.06	7
1951	10.07–18.07	9	2010	14.07–24.07	11
1954	14.08–19.08	6	2010	31.07–17.08	18

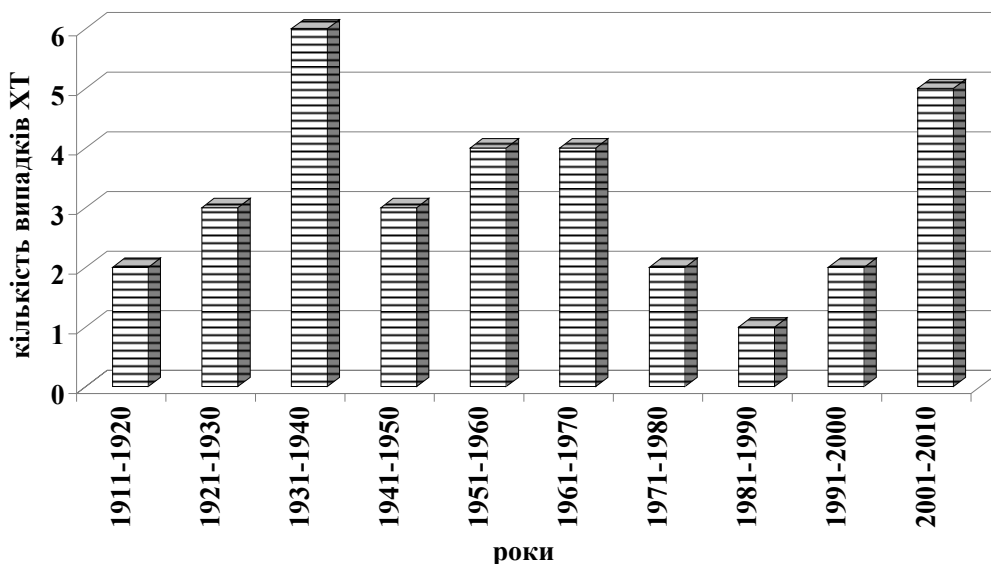


Рис. 1 – Динаміка кількості випадків ХТ в Києві за 1911–2010 рр.

Для характеристики інтенсивності ХТ, як правило, використовується кумулятивна  $T_{\text{MAX}}$  протягом окремої ХТ. Jan Kysel'у [12] зазначає, що ця

характеристика є найзручнішою для вирішення такої задачі. Зазвичай кумулятивну  $T_{MAX}$  протягом окремої ХТ розраховують як суму різниць між максимальною добовою температурою повітря та певним граничним значенням, що залежить від визначення хвиль тепла, що використовується. В даному дослідженні також була розрахована середня  $T_{MAX}$  протягом окремої ХТ – усереднене значення різниць між максимальною добовою температурою повітря та певним граничним значенням температури (табл. 3).

Таблиця 3 – Найпотужніші ХТ в Україні протягом досліджуваного періоду

Рік	Дата	Кумулятивна $T_{MAX}$	Середня $T_{MAX}$	Рік	Дата	Кумулятивна $T_{MAX}$	Середня $T_{MAX}$
1910	11.06–17.06	22	3,1	1956	03.06–08.06	10	1,7
1917	17.06–25.06	6,5	0,7	1959	14.07–24.07	22	2,0
1921	01.06–06.06	25,4	4,2	1963	25.07–31.07	10,7	1,5
1924	13.06–18.06	29,9	5,0	1963	03.08–10.08	16,1	2,0
1929	17.08–26.08	38,8	3,9	1964	16.06–24.06	18,8	2,1
1936	02.07–07.07	15,4	2,6	1968	15.06–21.06	10,8	1,5
1936	19.07–02.08	74	4,9	1972	15.07–29.07	24,1	1,6
1938	30.06–05.07	20,5	3,4	1975	16.06–23.06	19,3	2,4
1938	21.08–31.08	26,5	2,4	1985	26.08–31.08	9,8	1,6
1939	13.06–18.06	18,5	3,1	1999	07.06–20.06	32,6	2,3
1939	14.08–21.08	13,9	1,7	2000	17.08–23.08	26,1	3,7
1943	24.08–29.08	25	4,2	2001	20.07–28.07	25,4	2,8
1946	10.06–15.06	25,3	4,2	2002	08.07–22.07	28,1	1,9
1946	10.08–25.08	90,5	5,7	2010	08.06–14.06	23,1	3,3
1951	10.07–18.07	28	3,1	2010	14.07–24.07	35,1	3,2
1954	14.08–19.08	23,2	3,9	2010	31.07–17.08	108,6	6,0

Найвища кумулятивна  $T_{MAX}$  була зафіксована в 2010 та 1946 рр. і становила 108,6°C і 90,5°C – відповідно, найвища середня  $T_{MAX}$  була зафіксована в 1924, 1946 та 2010 рр. і становила 5,0°C, 5,7°C та 6,0°C – відповідно. Хвиля тепла червня 1924 р. була нетривалою проте, інтенсивною, а ХТ 1946 та 2010 рр. характеризувалися не лише значною інтенсивністю, але й тривалістю.

*Характеристика хвилі тепла липня–серпня 2010 р. в Києві.* Отже, аналіз тривалості та інтенсивності ХТ, що спостерігалися в 1911–2010 рр. дав змогу встановити, що хвиля тепла липня–серпня 2010 р. була найпотужнішою для м. Києва за столітній період. Вона розпочалася 31 липня і тривала до 17 серпня. В цей період середньодобові температури перевищували норму на 7–11°. Максимальна температура була зафіксована 8 серпня і становила 39,2°C (рис.2). Температура вночі становила 21–24°C, вдень 36–39°C. 3–9 та 12–15 серпня були перевищені на 0,2–5,2° абсолютні значення



максимальних температур для цих днів; а ночі з 2 по 10, 12–13 та 15–16 серпня виявилися найтеплішими за всі роки спостережень.

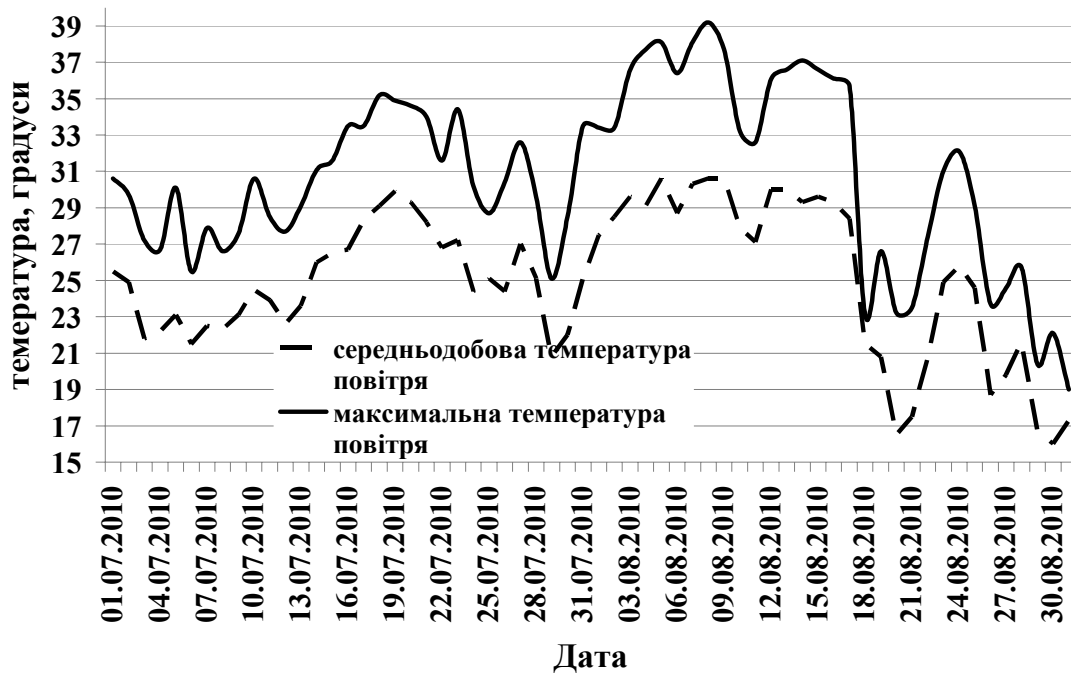


Рис. 2 – Графік ходу середньодобової та максимальної температури повітря в м. Києві за липень–серпень 2010 р.

Аномально високі температури в цей період були спричинені тим, що територія України перебувала під впливом тилової частини антициклону, центр якого розташовувався над Європейською частиною Росії і несуттєво змінював своє положення (від початку хвилі тепла і до 15 серпня). Це було високе, добре розвинене баричне утворення, що сформувалося ще в другій декаді липня і відстежувалася до рівня ізобаричної поверхні 700 гПа. На рівні 500 гПа антициклону відповідав потужний гребінь тепла, вісь якого була спрямована з Малої Азії в бік Європейської частини Росії. Таке положення центру антициклону спричинило зміну напрямку повітряних потоків над Україною з західних на південні, південно-східні, а трохи пізніше – на південно-західні. Конфігурація повітряних потоків спільно з потужним осередком тепла на Близькому Сході зумовила адвекцію тепла на територію України. Втягування теплої повітряної маси в тилу частину антициклону тривало до 14 серпня включно, після чого він почав руйнуватися. В цей же час над західною Європою активізувався циклон, просуванню якого на схід до цього перешкоджав антициклон над Росією, а в район Баренцева моря з півночі змістився циклон. Таким чином, вже 19 серпня антициклон повністю зруйнувався, адвекція тепла змінилася адвекцією холоду, про що свідчить різке зниження температури на рівні 850 гПа і біля земної поверхні; висотна фронтальна зона, яка до цього проходила вздовж 70 ° с.ш. опустилася до 50 ° пн.ш. і над усією Європою відновилося переважаюче західне перенесення повітряних мас.

**Висновки.** Отже, в Києві, клімат якого є помірно-континентальним з м'якою зимою та теплим літом, за період 1911–2010 рр. було зафіксовано 32 випадки ХТ. Максимальна їх кількість спостерігалася в десятиліття 1931–1940 і 2000–2010 рр. – 6 і 5 випадків, відповідно. Близько третини ХТ, що спостерігалися протягом досліджуваного періоду мають тривалість лише 6 днів, середня тривалість становить – 8,9 дня, максимальна – 18 днів (2010 р.). За інтенсивністю найпотужнішими були ХТ 1924, 1946 та 2010 р. Хвиля тепла, що спостерігалася в липні–серпні 2010 р. була найтривалішою та найінтенсивнішою за останні сто років і характеризувалася аномально високими температурами повітря – середньодобові температури перевищували норму на 7–11°. Причиною її формування було те, що територія України в цей час перебувала під впливом тилової частини антициклону, центр якого розташовувався над Європейською частиною Росії.

### Список літератури

1. *Гребенюк Н.П., Барабаш М.Б.* Про зміни температури повітря в містах України в процесі урбанізації // Праці УкрНДГМІ. – 2004. – Вип. 253. – С. 148–154.
2. Клімат Києва / за ред. Осадчого В.І., Косовця О.О., Бабіченко В.М. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 320 с.
3. *Ландсберг Г.Е.* Клімат города; пер. с англ. Фредман А. Я.. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 248 с.
4. *Локощенко М.А.* Катастрофическая жара 2010 года в Москве по данным наземных метеорологических измерений // Известия РАН. Серия: Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48. – № 5. – С. 523–537.
5. *Мохов И.И.* Особенности формирования летней жары 2010 г. на Европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // Известия РАН. Серия: Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 47. – № 6. – С. 709–717.
6. *Шакина Н.П., Иванова А.Р., Бирман Б.А., Скриптунова Е.Н.* Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://method.hydromet.ru/publ/2010/block.pdf> – Назва з екрану.
7. *Шевченко О., Снежко С.* Волна тепла в июле–августе 2010 г. на территории Украины // Тезисы докладов Международной конференции по региональным проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. Россия, Казань, 2–5 октября 2012 г. – С. 227–228.
8. *Шевченко О.Г., Снежко С.І.* Хвилі тепла та основні методологічні проблеми, що виникають при їх дослідженні // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 10. – С. 57–63.
9. *Шевченко О.Г.* Характеристика хвилі тепла літнього сезону 2010 р. на території України // Праці УкрНДГМІ. – 2012. – Вип. 262. – С. 59–70.

10. Hoek G., Brunekreef B., Verhoeff A., van Wijnen J., Fischer P. Daily mortality and air pollution in the Netherlands // Journal of the Air and Waste Management Association. – 2000. – № 50 (8). – PP. 1380–1389.
11. Johnson H., Kovats R.S., McGregor G., Stedman J., Gibbs M., Walton H., Cook L., Black E. The impact of the 2003 heat wave on mortality and hospital admissions in England // Health Statistics Quarterly. – 2005. – № 25. – PP. 6–11.
12. Kysely J. Temporal fluctuations in heat waves at Prague–Klementinum, the Czech Republic, from 1901–97, and their relationships to atmospheric circulation // International Journal of Climatology. – 2002. – № 22. – PP. 33–50.

**Исследование волн тепла летнего сезона, которые наблюдались в Киеве в период 1911–2010 гг. Шевченко О.Г.**

*В статье рассмотрено случаи волн тепла в Киеве за столетний период. Проанализировано их временную динамику, длительность и интенсивность. Установлено, что волна тепла июля–августа 2010 г. была самой мощной и длительной за период исследования. Дана характеристика синоптических процессов, которые стали причиной ее формирования, а также термического режима в Киеве в этот период.*

**Ключевые слова:** волна тепла, интенсивность волны тепла, длительность волны тепла, синоптические процессы.

**The research of heat waves of summer period, which observed in Kiev during 1911–2010.**

**O. Shevchenko**

*The article deals with heat waves cases in Kyiv during one hundred years. It was analyzed their temporal dynamics, duration and intensity. It was found that heat wave in July–August 2010 was the most powerful and longest during the study period. It was characterized synoptic processes that led to its formation and temperature regime in Kiev at this time.*

**Keywords:** heat wave, heat wave duration, heat wave intensity, synoptic processes.

Агайар Э.В., *ст. преп.*

*Одесский государственный экологический университет*

## ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВОГО РЕЖИМА В РАЙОНЕ СТАНЦИЙ ЮЖНЫЙ-ПОРТ И ИЛЬЧИВЕСК-ПОРТ

*Представлена сравнительная оценка статистических характеристик рядов скорости ветра у поверхности земли в районе морских гидрометеорологических станций Ильичевск-порт и Южный-порт, а также выявлен ряд закономерностей, учитывающих не только сезонную и суточную изменчивость этих параметров, но и влияние физико-географических условий расположения метеорологических станций на формирование режима приземного ветра.*

**Ключевые слова:** *распределение Джонсона, ряды скорости ветра, эксцесс, среднеквадратическое отклонение, кривая распределения.*

**Введение.** Для выравнивания распределений скорости ветра не так просто подобрать теоретическое распределение [2,3,7]. Помимо простейших теоретических распределений, к которым относятся распределения Релея и Максвелла, для описания статистических распределений используются системы функций [9]. Наибольшее распространение получили системы Пирсона (особенно тип III или гамма-распределение), Шарлье (тип А), Вейбулл (тип 3) и Джонсона [11,13,14]. Выравнивание статистических распределений по логнормальному закону с помощью преобразования Джонсона на первый взгляд несколько сложнее, так как выравнивающая функция зависит от трех параметров, а не от двух, но это ограничение устранимо [4] путем замены переменных. Зато тогда данное преобразование позволяет получить целую систему функций плотности, которые могут быть использованы для описания более широкого класса статистических распределений. Использование указанных логарифмических преобразований приводит к большому многообразию форм кривых и создает почти такую же обширную систему, как и система кривых Пирсона, но они отличаются более простой процедурой выравнивания и обеспечивают обширное многообразие форм кривых с помощью трёх семейств:  $S_L$ ,  $S_B$ ,  $S_U$ . Располагая оценками параметров распределения Джонсона, можно привести анализируемую реализацию к виду, не противоречащему нормальному закону распределения [7].

**Целью исследования** является подбор теоретического распределения для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли с учетом физико-географического расположения на морских гидрометеорологических станциях (МГС) Ильичевск-порт и Южный-порт.

**Материалы исследования.** Исходными данными служат ежемесячные четырехсрочные метеорологические наблюдения (00, 06, 12, 18 UTC) за скоростью и направлением ветра у поверхности земли в период 1981–1990 гг. на станциях Ильичевск-порт и Южный-порт.

**Результаты и методы исследования.** Анализ качества исходных материалов и проверка однородности рядов осуществлены с помощью параметра Стьюдента. Неоднородность чаще всего возникает из-за переноса флюгера, смены датчиков измерений, застройки вблизи станции жилыми или промышленными объектами, вырубки деревьев, близости крупных насаждений деревьев, а также из-за смены наблюдателей [8,12,15]. Важным также является положение самой станции [5,10].

Морская гидрометеорологическая станция Ильичевск находится на берегу Сухого лимана на расстоянии 25 км к юго-востоку от Одессы. Русло Сухого лимана, в южной части которого расположен порт Ильичевск, ориентировано с юго-востока на северо-

запад [6]. Ветер с моря от востока-северо-востока до юго-юго-востока и лимана от северо-северо-запада до северо-северо-востока свободно проникает на МГС, не встречая препятствий. В связи с тем, что МГС находится на одной из площадок западного склона лимана, рельеф которого относительно пологий, то скорости ветра от юго-запада до северо-северо-запада, по-видимому, занижены.

В поселке городского типа Южный метеорологические наблюдения проводятся на территории порта Южный, который расположен в северо-западной части побережья Черного моря в 15 км к востоку от мыса Северный Одесский. Высокий и обрывистый берег тянется к Березанскому лиману приблизительно на 45 км в восточном направлении; местами есть балки и низинные полосы суши, отделяющие от моря значительные соленые озера и лиманы. На побережье Аджалыкского (Григорьевского) лимана находится пункт наблюдений Южный, основанный в 1979 г. Ширина лимана 1200, длина 7000, максимальная глубина – 16 м; берега крутые, лиман с морем соединен каналом шириной 170 м. Район порта Южный представляет собой степную водораздельную равнину, наклоненную в южном направлении в сторону моря. Основные географические элементы района – это плато и акватория лимана. Морская гидрометеорологическая станция Южный расположена на юго-восточном берегу лимана.

Прежде, чем приступить к проверке применимости распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости приземного ветра по данным МГС Южный-порт и Ильичевск-порт, исходные ряды наблюдений исследованы с целью проверки их соответствия нормальному закону распределения. В качестве статистических характеристик использованы (табл. 1) средние значения скорости ветра ( $\bar{x}$ ), среднеквадратические отклонения ( $\sigma_x$ ), коэффициенты асимметрии ( $A$ ) и эксцесса ( $E$ ).

Анализ средних значений скорости ветра на исследуемых станциях показал, что достаточно четко прослеживается суточный ход: минимум скорости наблюдается в ночные и утренние часы, максимум в срок 12 UTC. В целом средние значения скорости ветра увеличиваются от летних месяцев к зимним.

Сравнение средних значений скорости ветра в Южном порту и Ильичевске показало, что фон скорости ветра в Южном выше. Это объясняется, в основном, особенностями местоположения станции. В переходные сезоны и летом распределения скорости ветра, оставаясь островершинными, а также резко и положительно асимметричными, отличаются от распределений зимних месяцев меньшими значениями  $\sigma_x$  (табл.1). Минимальная изменчивость скорости ветра наблюдается летом, когда ее значения находятся в диапазоне 1–3 м с<sup>-1</sup>. Величина  $\sigma_x$  в Южном изменяется от 2,09 в сентябре до 3,07 в октябре – декабре, а в Ильичёвске  $\sigma_x$  варьирует от 2,6–2,8 м с<sup>-1</sup> в декабре до 2,37–2,54 в январе [1], что свидетельствует об относительной устойчивости. Теплое полугодие в Южном, как и в Ильичевске характеризуется несколько меньшими значениями среднеквадратических отклонений по сравнению с холодным. Как правило, наблюдается значительная асимметрия распределения скорости ветра ( $A > 0,5$ ). Этот результат следовало ожидать, так как из-за большого числа сравнительно малых скоростей ветра средняя скорость обычно больше наиболее вероятной. Причем, распределение повторяемостей называют положительно асимметричным, если средняя больше моды. Значения коэффициентов асимметрии чаще положительные и наибольшие приходятся на те сезоны, сроки и районы, где скорость ветра наименее изменчива и часто наблюдаются штили и слабые ветры. Значения асимметрии колеблются от 0,19 (январь, 12 UTC) до 0,75 (июль, 06 UTC) в Южном, а в Ильичевске от 0,52 (сентябрь 18 UTC) до 1,24 (сентябрь 06 UTC).

Таблица 1 – Значения  $\bar{x}$ ,  $\sigma_x$ , A, E, C,  $\sigma_\sigma$ ,  $\sigma_A$  и  $\sigma_E$  для скоростей ветра на ст. Южный – порт. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	Статистические параметры							
		$\bar{x}$	$\sigma_x$	A	E	C	$\sigma_\sigma 10^{-2}$	$\sigma_A 10^{-2}$	$\sigma_E 10^{-2}$
Январь	00	5,04	2,78	0,56	-0,06	0,552	12,2	6,9	13,9
	06	5,07	2,55	0,36	-0,51	0,503	10,2	6,9	13,9
	12	5,44	2,66	0,19	-0,70	0,489	10,7	6,9	13,9
	18	4,69	2,21	1,48	-0,74	0,471	8,9	6,9	13,9
Февраль	00	5,13	2,80	0,54	-0,23	0,546	16,8	7,3	14,6
	06	5,13	2,79	0,58	-0,20	0,544	16,7	7,3	14,6
	12	5,66	2,82	0,62	-0,13	0,498	16,9	7,3	14,6
	18	5,05	2,85	0,46	-0,44	0,564	17,1	7,3	14,6
Март	00	4,34	2,32	0,44	-0,45	0,535	9,3	6,9	13,9
	06	5,83	2,46	0,42	-0,27	0,509	9,9	6,9	13,9
	12	4,54	2,86	0,51	-0,21	0,516	11,5	6,9	13,9
	18	4,65	2,56	0,42	-0,47	0,557	10,3	6,9	13,9
Апрель	00	4,16	2,32	0,48	-0,15	0,558	9,5	7,1	14,1
	06	4,85	2,45	0,52	-0,09	0,550	10,0	7,1	14,1
	12	5,20	2,50	0,47	-0,52	0,481	10,2	7,1	14,1
	18	4,39	2,57	0,59	-0,14	0,585	10,5	7,1	14,1
Май	00	3,73	2,24	0,83	0,46	0,601	9,0	6,9	13,9
	06	4,00	2,36	0,62	-0,11	0,590	9,5	6,9	13,9
	12	4,90	2,49	0,78	0,20	0,508	10,0	6,9	13,9
	18	4,11	2,27	0,61	0,09	0,552	9,1	6,9	13,9
Июнь	00	3,99	2,17	0,48	-0,21	0,544	8,9	7,1	14,1
	06	4,29	2,46	0,66	0,36	0,573	10,1	7,1	14,1
	12	5,38	2,42	0,60	0,20	0,449	9,9	7,1	14,1
	18	4,76	2,53	0,48	0,06	0,532	10,3	7,1	14,1
Июль	00	4,33	2,29	0,48	0,26	0,529	9,2	6,9	13,9
	06	3,72	2,18	0,75	0,43	0,286	8,8	6,9	13,9
	12	3,93	2,25	0,63	-0,23	0,573	9,0	6,9	13,9
	18	5,33	2,34	0,65	0,33	0,439	9,4	6,9	13,9
Август	00	4,02	2,17	0,58	-0,05	0,540	8,7	6,9	13,9
	06	4,16	2,33	0,49	-0,43	0,560	9,4	6,9	13,9
	12	4,98	2,16	0,38	-0,52	0,434	8,7	6,9	13,9
	18	3,86	2,25	0,47	-0,09	0,583	9,1	6,9	13,9
Сентябрь	00	3,91	2,09	0,47	-0,09	0,535	8,6	7,1	14,1
	06	4,37	2,43	0,54	-0,29	0,556	9,9	7,1	14,1
	12	5,26	2,20	0,48	-0,41	0,418	8,9	7,1	14,1
	18	4,30	2,34	0,39	-0,26	0,544	9,6	7,1	14,1
Октябрь	00	5,23	3,07	0,53	-0,17	0,587	12,2	6,9	13,9
	06	5,08	3,01	0,63	-0,10	0,593	14,9	6,9	13,9
	12	5,24	2,83	0,58	-0,35	0,540	11,4	6,9	13,9
	18	5,00	2,65	0,37	-0,61	0,530	10,6	6,9	13,9
Ноябрь	00	4,92	2,64	0,31	-0,42	0,537	10,8	7,1	13,9
	06	4,98	2,79	0,30	-0,41	0,560	11,4	7,1	13,9
	12	5,55	3,07	0,50	-0,16	0,553	12,5	7,1	13,9
	18	4,96	2,72	0,36	-0,18	0,548	11,1	7,1	13,9
Декабрь	00	5,23	3,07	0,53	-0,17	0,587	12,2	6,9	13,9
	06	5,08	3,01	0,63	-0,10	0,593	14,9	6,9	13,9
	12	5,24	2,83	0,58	-0,35	0,540	11,4	6,9	13,9
	18	5,00	2,65	0,37	-0,61	0,530	10,6	6,9	13,9

Значения коэффициентов эксцесса для распределений скорости ветра, как правило, тоже положительны, но для распределения скорости ветра в порту Южный характерен эксцесс как положительный (май, июнь, июль), так и отрицательный; максимума эксцесс достигает в мае (0,46 в срок 00 UTC) и июле в срок 06 UTC (0,43), а минимума - в январе, в 18 UTC (-0,74), в порту Ильичевск 1,10 (сентябрь 06 UTC) и -0,37 (март 18 UTC). Расчет коэффициента вариации по четырем срокам за каждый месяц показал, что его значения изменяются от 0,286 (06 UTC, июль) до 0,601 (00 UTC, май), а в Ильичевске максимум 0,680 наблюдается в октябре 00 UTC, а минимум 0,486 – в апреле 12 UTC. В среднем значения колеблются около 0,600. Ошибка среднеквадратического отклонения рассчитана по формуле:

$$\sigma_{\sigma} = \frac{0,5\sigma\sqrt{2+A}}{\sqrt{N}}, \quad (1)$$

коэффициента асимметрии

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}}, \quad (2)$$

коэффициента эксцесса

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{24}{N}}, \quad (3)$$

где  $N$  - объём выборки,  $\sigma_{\sigma}$ ,  $\sigma_A$ ,  $\sigma_E$  - ошибки среднеквадратического отклонения, коэффициентов асимметрии и эксцесса соответственно.

Значения ошибок на  $\sigma_{\sigma}$  на двух портовых станциях уменьшаются от зимы к лету и колеблются от  $8,6 \cdot 10^{-2}$  до  $17,1 \cdot 10^{-2}$  на МГС Южный-порт, 0,11–0,05 на ст. Ильичевск-порт. Ошибки асимметрии на ст. Южный-порт  $\sigma_A$  в течении года колеблются в пределах  $6,9 - 7,3 \cdot 10^{-2}$ , а в Ильичевске  $\sigma_A$  для всех месяцев первой половины года, кроме февраля, равны 0,14, а для второго полугодия они составляют 0,04. Ошибки эксцесса  $\sigma_E$  в Южном изменяются от  $13,9 \cdot 10^{-2}$  до  $14,1 \cdot 10^{-2}$ , за исключением февраля  $-14,6 \cdot 10^{-2}$ , а в Ильичевске не превышают 0,28 – 0,29 с января по июнь, а в последующие месяцы равны 0,03. Из вышесказанного можно заключить, что использование нормального закона для сглаживания статистических рядов скорости ветра нецелесообразно. Поэтому в качестве теоретического закона распределения сделаем попытку применить распределение Джонсона.

Анализ параметров распределения Джонсона для рядов скорости ветра в Южном (табл.2) показал, что в большинстве случаев распределение удалось подобрать при  $\varepsilon = -0,6$ . Пределы варьирования этой величины равны -0,2...-2,5. В Ильичевске  $\varepsilon$  изменяется в более широких пределах: -0,42...-10,0 [1]. Оценивая параметры формы кривых  $\eta$  и  $\gamma$  для скорости приземного ветра, можно выявить некоторые особенности. Данные параметры хорошо отображают подобие соответствующих распределений характеристик ветра у поверхности земли в течение года. Чем меньше  $\gamma$ , тем меньше крутизна спада кривых. Сравнивая поведение параметра  $\lambda$ , определяющего масштабы изменения случайной величины по сезонам, заметим, что в среднем за зимний сезон его значение самое высокое, а наименьшее – осенью. Параметры  $\gamma$  и  $\eta$ , определяющие форму кривой распределения в порту Южный, изменяются в пределах -0,30...6,19 и 0,89...2,69 соот-

Таблица 2 – Значения параметров распределения Джонсона для скорости ветра на станции Южный – порт. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	$\varepsilon$	$\gamma$	$\eta$	$\chi^2$	$Q\% \cdot 10^{-2}$	$\lambda$
Январь	00	-0,6	0,75	1,19	6,19	4,54	16,1
	06	-0,6	0,32	0,99	8,81	1,24	13,4
	12	-0,6	0,37	1,13	12,03	1,81	13,4
	18	-1,5	-0,30	1,07	5,60	6,11	11,4
Февраль	00	-0,6	0,82	1,32	4,45	34,8	16,1
	06	-0,7	2,43	1,70	2,32	67,8	29,5
	12	-0,8	6,59	1,94	5,82	12,1	17,9
	18	-1,0	0,94	1,36	2,22	69,3	18,0
Март	00	-0,6	1,99	1,37	6,96	3,11	35,0
	06	-0,6	0,40	1,23	8,30	1,61	13,4
	12	-0,6	0,73	1,15	2,37	49,90	16,1
	18	-0,6	1,22	1,28	17,34	0,09	16,5
Апрель	00	-0,6	2,26	1,55	10,56	1,43	24,3
	06	-0,6	0,91	1,45	11,01	2,66	16,1
	12	-0,6	0,83	1,32	7,06	2,97	16,1
	18	-0,6	1,09	1,15	7,21	6,55	16,5
Май	00	-1,5	3,81	1,96	12,78	0,51	36,0
	06	-1,5	1,33	1,49	5,89	11,71	18,9
	12	-2,5	3,70	2,30	21,71	0,32	42,0
	18	-1,5	6,06	2,43	6,96	7,30	71,5
Июнь	00	-1,5	0,87	1,43	0,34	84,40	15,6
	06	-2,1	2,76	1,92	1,33	24,93	31,8
	12	-2,5	1,95	1,99	8,22	4,17	27,5
	18	-2,5	1,29	1,63	0,07	78,68	20,7
Июль	00	-1,0	0,93	1,21	9,15	2,73	15,6
	06	-0,6	0,51	1,06	9,10	2,79	12,1
	12	-0,6	0,57	1,18	15,99	0,13	12,1
	18	-1,5	4,88	2,42	0,26	60,57	55,3
Август	00	-1,4	6,19	2,69	12,84	2,49	59,4
	06	-1,9	1,10	1,63	15,95	0,10	17,5
	12	-1,3	0,64	1,70	5,98	3,40	15,5
	18	-0,6	0,46	0,94	3,23	7,22	12,1
Сентябрь	00	-0,6	0,57	1,21	2,80	9,41	12,1
	06	-0,6	0,66	0,97	6,11	10,60	13,7
	12	-0,9	1,10	1,63	5,85	5,38	17,5
	18	-1,0	0,63	1,17	5,52	13,70	13,6
Октябрь	00	-0,6	0,85	0,98	10,35	1,57	15,4
	06	-0,8	1,27	1,25	2,45	48,00	18,1
	12	-0,6	0,37	1,13	3,63	30,40	13,4
	18	-0,6	0,64	1,08	8,67	7,02	16,1
Ноябрь	00	-1,5	0,49	1,26	4,46	3,45	16,1
	06	-0,7	0,38	0,95	3,71	15,60	14,5
	12	-0,6	1,00	1,09	1,91	38,50	19,6
	18	-1,2	0,44	1,04	1,81	40,40	15,1
Декабрь	00	-0,6	0,61	0,89	1,85	17,40	16,8
	06	-0,6	1,15	1,25	2,39	23,10	19,6
	12	-0,2	0,58	1,03	4,69	19,60	14,4
	18	-0,6	0,37	1,13	5,90	5,25	13,4



ответственно. В двадцати семи (из 48) случаях  $\gamma$  меньше единицы, что свидетельствует о принадлежности кривой распределения к семейству кривых  $S_B$ . К семейству  $S_L$  отнесены кривые, показывающие распределение ветра за февраль (06 и 12 UTC), март (00 и 18 UTC), август (00, 06 UTC), сентябрь (18 ч), октябрь (06 UTC), ноябрь (12 UTC), декабрь (06 UTC). В этих случаях  $\gamma > 1$ .

В Ильичевске параметры  $\gamma$  и  $\eta$  изменяются в пределах 0,45...23,8 и 0,94...6,25 соответственно. В большинстве случаев  $\gamma$  больше единицы, что свидетельствует о принадлежности кривой распределения к семейству кривых  $S_L$ . К семейству  $S_B$  принадлежат кривые, показывающие распределение ветра за март (06 и 18 UTC), когда  $\gamma$  меньше единицы. Размах параметра  $\gamma$  на МГС Ильичевск больше, чем в Южном и реже применяется  $S_B$ -семейство. Значения  $\lambda$  на обеих станциях несколько увеличиваются в утренние часы, что свидетельствует об уменьшении скоростей ветра утром чаще, чем в другие сроки. Параметр  $\lambda$  в Ильичевске колеблется в довольно широких пределах от 12,05 (15 UTC, сентябрь) до 84,92 (15 UTC, июль). Причем, масштабы изменения случайной величины  $\lambda$  больше в тёплый период, чем в холодный. Величина  $Q$  в Ильичевске варьирует от 0,07 до 11,89 %, а в порту Южный 0,10 до 84,40. Это говорит о том, что распределение скорости ветра на обеих станциях подчиняется семействам распределений  $S_L$  и  $S_B$ .

**Выводы.** Таким образом, оценка статистических характеристик скорости ветра у поверхности земли в районе МГС Южный-порт и Ильичевск-порт показала, что наиболее целесообразным для выравнивания рядов скорости приземного ветра является закон распределения Джонсона, анализ параметров которого позволил выявить ряд закономерностей, учитывающих особенности сезонного и суточного хода, а так же влияние и физико-географических условий расположения станции на формирование режима ветра в одинаковых макроциркуляционных ситуациях.

### Список литературы

1. Агайар Э. В. Применение закона распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли // Вісник ОДЕКУ. – 2013. – Вип.16 (в печати).
2. Антонович В. Д. Особенности временных рядов скорости ветра // Труды ГГО. – 1979. – Вып. 425. – С. 42-46.
3. Ауров В.В., Ивус Г.П., Сельсо Пасос Альберди, Фернандо Мединилья Наполес. Применение распределений Джонсона при выравнивании данных о состоянии атмосферы над западным районом о. Куба // Метеорология, климатология та гідрологія. – 1991. – Вып. 27. – С. 10 – 19.
4. Буркатовская Ю.Б., Марков Н.Г., Морозов А.С., Серых А.П. Применение распределений Джонсона к задаче классификации аэрокосмических изображений // Изв. Томского политех. ун-та. – 2007. – Т.311., № 5. – с. 76-80.
5. Запелалов А. С., Христофоров Г. Н. Изменчивость поля скорости ветра в прибрежной зоне Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1999. – Вып. 4. – С. 77-83.

6. Казаков А. Л. Об использовании различной информации по ветру в прикладных исследованиях // Метеорология, гидрология та кліматологія. – 2005. – Вип. 49. – С. 190-203.
7. Кендалл М. Дж., Стюарт А. Теория распределений // М.: Наука, 1986. – С. 588.
8. Клімат України / За ред. В. М. Липінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. – К.: Видавництво Раєвського. – 2003. – С. 343.
9. Кобышева Н.В. Косвенные расчеты климатических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат. – 1971. – 191 с.
10. Кондратюк В. И. Об устранении неоднородности в рядах ветра // Труды ГГО. – 1984. – Вып. 485. – С. 130-134.
11. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах // М.: Мир, 1969. – 395 с.
12. Easterling D. R., G. Goodge, M. J. Menne, C. N. Williams Jr., D. Levinson A comparison of local and regional trends in surface and lower troposphere temperatures in western North Carolina // Earth Interact. – 2005. – V. 9. – P. 1-9.
13. Johnson N.L. Bivariate distributions based on simple translations systems // Biom. – 1949. – V.36. – P. 297.
14. Johnson N.L. Tables to Facilitate Fittings SV Frequency Curves // Oxford Biometrika Trust. – 1965. – P. 52-57.
15. Peterson T.C. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data // A review, Int. J. Climatol.. –1998. – V. 18. – P. 1493-1517.

**Оцінка статистичних характеристик вітрового режиму в районі станцій Южний-порт і Іллічівськ-порт.**

**Агайар Е.В.**

*Представлена порівняльна оцінка статистичних характеристик рядів швидкості вітру біля поверхні землі в районі морських гідрометеорологічних станцій Іллічівськ-порт і Южний-порт, а також виявлено ряд закономірностей, що враховують не тільки сезонну і добову мінливість цих параметрів, а й вплив фізико-географічних умов розташування метеорологічних станцій на формування режиму приземного вітру..*

**Ключові слова:** розподіл Джонсона, ряди швидкості вітру, ексцес, середньоквадратичне відхилення, крива розподілу.

**Estimation of statistical characteristics of the wind regime in the station Yuzhny-port and Illichevsk-port.**

**Agayar E.V.**

*The comparative assessment of the statistical characteristics of the series of wind speed at the surface in the area of marine meteorological stations Illichevsk-Port and Yuzhny-Port, and found a number of regularities that take into account not only the seasonal and diurnal variation of these parameters, but also the impact of physical and geographical conditions of the location of the meteorological stations the formation of ground-level wind regime.*

**Keywords:** distribution of Johnson, the series of wind speed, excess, standard deviation, the distribution curve.

УДК 633.11 «324» : 551.58

**А.М. Польовий**, *д.геогр.н.*, **Л.Ю.Божко**, *к.геогр.н.*, **О.О. Дронова** *к. геогр. н.*,  
**Г.О. Боровська**, *к.геогр. н.*

## **ОСНОВНІ ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІНИ АГРОКЛІМАТИЧНИХ УМОВ ВИРОЩУВАННЯ ОЗИМОЇ ПШЕНИЦІ В УКРАЇНСЬКІЙ ЧАСТИНІ СУББАСЕЙНУ ДЕЛЬТИ ДУНАЮ**

*Оцінюються зміни агрокліматичних ресурсів в українській частині суббасейну дельти Дунаю в 2011 – 2030 рр. та 2031 – 2050 рр. у зв'язку зі змінами клімату в порівнянні з базовим періодом 1986 – 2005 рр.*

*Для оцінки змін використано сценарій зміни клімату в Україні – сценарій А1В, регіональну кліматичну модель MPI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 як найбільш вірогідні на період до 2050 року. Надана оцінка тепло- та вологозабезпеченості вегетаційного періоду. Наводиться оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці у зв'язку зі зміною клімату.*

**Ключові слова:** *клімат, температура повітря, опади, озима пшениця, фотосинтез, біомаса, продуктивність, урожай.*

**Вступ.** Зміна клімату на планеті співпадає з періодом наростання продовольчого дефіциту в світовій спільноті. Дві нові обставини посилюють і раніше існуючу проблему із забезпеченням населення продовольством. Перша – помітне підвищення рівня платоспроможного попиту на продукти в багатонаселених країнах світу. Друга – розширення практики використання сільськогосподарських земель для виробництва біопалива. Ці дві важливі обставини в умовах скорочення світових запасів земельних угідь і невідновлюваних джерел енергії при раціональному регулюванні посівних площ ріпаку та соняшника (яке сьогодні, на жаль, недостатньо регулюється) створюють для України можливість стати одним із найбільших виробників сільськогосподарської продукції. В цих умовах важливим чинником підвищення ефективності сільського господарства України в умовах зміни клімату є науково обґрунтоване розміщення посівних площ сільськогосподарських культур з врахуванням кліматичних змін, адаптація рослинництва до цих змін, що дозволить найбільш ефективно використовувати природні ресурси в нових кліматичних умовах, добитися стійкого зростання величини і якості урожаю, підвищити віддачу сировинних, енергетичних і трудових ресурсів.

Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. У зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України значною мірою буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

**Матеріали і методи досліджень.** Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сценарій зміни клімату в Україні – сценарій А1В, регіональну кліматичну модель MPI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 [2,10] як найбільш вірогідні на період до 2050 року.

Кліматична модель MPI-M-REMO була розроблена в Інституті метеорології Макса-Планка (м. Гамбург) [2,3,4]. В цій моделі використовується повернута сферична система координат, коли екватор проходить через центр області моделювання для

зменшення впливу кривизни Землі на прямокутність координатної сітки, і, так звана, гібридна вертикальна координата, яка є комбінацією ізобаричної та  $\sigma$  вертикальної координати, тобто вертикальні рівні розташовані вздовж підстильної поверхні поблизу землі і з висотою перетворюються на паралельні ізобаричним за спеціальним співвідношенням.

В останні роки REMO досить успішно застосовувалась для моделювання минулого і майбутнього регіонального клімату не тільки Німеччини, але й інших країн Європи, а також Індії, Аргентини та інших країн світу [2, 3, 4]. REMO була однією з провідних в проекті оцінки водного балансу басейну Балтійського моря [2] та в звіті IPCC-2007 [7].

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів були використані розроблені А.М. Польовим моделі продуктивного процесу сільськогосподарських культур: модель формування продуктивності агроєкосистеми [5] та модель фотосинтезу зеленого листка рослин при зміні концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері [6].

Ідентифікація моделі формування урожайності озимої пшениці виконана на основі матеріалів агрометеорологічних спостережень метеорологічних станцій Болград, Ізмаїл, Вилкове та даних середньої районної урожайності.

Розглядалось формування урожайності озимої пшениці в умовах зміни клімату в Болградському, Ренійському, Ізмаїльському та Кілійському районах Одеської області.

Слід підкреслити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності озимої пшениці розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів і гібридів сільськогосподарської культури в припущенні, що вони суттєво не зміняться.

Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння даних за кліматичним сценарієм та середніх багаторічних характеристик кліматичних та агрокліматичних показників за три часових періоди: 1986 – 2005 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. (I-й сценарний період), 2031 – 2050 рр. (II-й сценарний період).

Для сільськогосподарських культур на фоні зміни кліматичних умов за I-й та II-й періоди нами розглядалися такі варіанти: кліматичні умови періоду; кліматичні умови періоду + збільшення CO<sub>2</sub> в атмосфері (для I-го періоду з 380 до 470 ppm, для II-го періоду з 380 до 520 ppm); кліматичні умови періоду+збільшення CO<sub>2</sub>+внесення добрив в дозах N<sub>75</sub> (озима пшениця); кліматичні умови періоду+збільшення CO<sub>2</sub>+внесення добрив в дозах N<sub>125</sub> (озима пшениця).

**Результати досліджень.** Основними кліматичними та агрокліматичними характеристиками температурного режиму вегетаційного періоду є:

- дати стійкого переходу температури повітря через 0, 5, 10, 15°C навесні та восени;
- тривалість періоду з температурами повітря вище 0, 5, 10, 15°C;
- суми позитивних температур повітря за період з температурами вище 0, 5, 10, 15 °C;
- середня температура повітря січня, липня та їхня амплітуда;
- дати останнього навесні та першого восени заморозку на висоті 2 м та на поверхні ґрунту;
- тривалість беззаморозкового періоду в повітрі на висоті 2 м та на поверхні ґрунту.

*Температурний режим.* За початок весни, зазвичай, береться дата стійкого переходу температури повітря через 0 °C в бік підвищення температури повітря, а за початок осені – дата стійкого переходу температури повітря через 0 °C в бік від'ємних температур. Аналіз даних показав, що і в I-й (2011 – 2030 рр.) і в II-й (2031 – 2050 рр.)

періоди очікується, що період з позитивними температурами буде тривати весь рік, він збільшиться на 62 дні (табл. 1).

Перехід температури через 5 °С відбуватиметься в I-й період раніше від базового періоду на 8 днів, а в II-й період раніше на 36 днів, восени відбудеться відповідно на 19 та 23 дні пізніше. Як наслідок в I-й період тривалість вегетаційного періоду вегетації збільшиться на 34 дні, а в II-й період – на 75 днів і становитиме відповідно 280 та 321 дні.

Початок активної вегетації сільськогосподарських культур, тобто стійкий перехід температури повітря через 10 °С, наставатиме в більш раніші терміни: для I-го періоду на 6 днів і наставатиме 5 квітня, а для II-го періоду - на 14 днів (28 березня). Восени закінчення активної вегетації (перехід через 10 °С) буде відбуватися на 19 – 21 день пізніше від базового періоду (12 – 14 листопада). В зв'язку з цим очікується збільшення вегетаційного періоду до 221 – 231 дня порівняно з базовим (196 днів).

Перехід температури повітря через 15 °С весною і в I-й період (до 2030 року) і в II-й період (до 2050 року) відбуватиметься раніше на 7 – 13 днів, а восени в I-й період цей перехід очікується на 25 днів пізніше від базового, що відповідно призведе до збільшення цього періоду до 166 днів.

Для II-го періоду очікується ще більш пізній перехід температури через 15 °С восени (21 жовтня проти базового терміну – 28 вересня), що відповідно збільшить тривалість періоду з цими температурами до 176 днів (табл. 1).

Основними показниками забезпеченості рослин теплом є суми температур за різні періоди вегетації. За сумами температур вище 0°С можна оцінювати характер весни, вище 5°С – теплові ресурси вегетаційного періоду холодостійких культур, вище 10°С – забезпеченість теплом активної вегетації теплолюбних культур, вище 15°С – дуже теплолюбних культур.

Сума температур за відповідні періоди залежить від тривалості відповідного періоду і термічного режиму в ці періоди. Так, і в I-й (до 2030 року), і в II-й (до 2050 року) періоди очікується збільшення сум температур, але особливо значним це збільшення буде для періоду до 2050 року (табл.2).

Для I-го періоду суми температур вище 5°С збільшаться на 811°С, значно більшим буде зростання сум температур для II-го періоду – на 1318°С. Відбудеться значне зростання сум температур вище 10°С: для I-го періоду вони зростуть на 721°С.

Для II-го періоду суми температур вище 10°С зростуть на 907°С, що відкриває можливості для вирощування більш урожайних теплолюбних культур та пізньостиглих сортів і гібридів сільськогосподарських культур, а також нових нетрадиційних для цього регіону культур. Також у I та II-й періоди значно зростуть суми температур вище 15°С – на 832 – 936°С.

За кліматичним сценарієм відбудеться підвищення середньої температури січня та середньої температури липня. В період до 2030 року середня температура січня підвищиться на 2,5°С, а середня температура липня підвищиться на 1,7°С, в період до 2050 року відбудеться ще більш суттєве підвищення температури січня – на 4,1°С, а липня на 3,1°С. Відбудеться деяке зменшення річної амплітуди на 0,8 – 1,0°С, що трохи зменшить континентальність клімату.

Потепління клімату змінить режим настання весняних та осінніх заморозків. Дата останнього заморозку навесні на висоті 2 м буде спостерігатись на 6 днів (у I-й період) і на 16 днів (у II-й період) раніше в порівнянні з базовою. Строки настання останнього заморозку на поверхні ґрунту будуть спостерігатись на 10–13 днів раніше. Відбудеться також більш значне зміщення дати першого заморозку восени, відповідно на 22–26 днів на висоті 2 м та на 21–24 дні на поверхні ґрунту. Через це значно зміниться тривалість беззаморозкового періоду у повітрі на висоті 2 м: для I-го періоду на 30 днів, а для II-го періоду – на 43 дні. Також на 31–37 днів збільшиться тривалість беззаморозкового періоду на поверхні ґрунту.

Таблиця 1 - Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0, 5, 10, 15 °С та тривалість періодів з цими температурами

Період, роки	Дати переходу температури повітря через межі								Кількість днів з температурою повітря рівною або вищою за			
	Навесні				Восени				0 °С	5 °С	10 °С	15 °С
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	15 °С	10 °С	5 °С	0 °С				
1986 – 2005	12.II	13.III	11.IV	11.V	28.IX	24.X	14.XI	11.XII	303	246	196	141
2011 – 2030	–	5.III	5.IV	4.V	17.X	12.XI	10.XII	–	365	280	221	166
Різниця	–	–8	–6	–7	+19	+19	+26	–	+62	+34	+25	+25
2031 – 2050	–	5.II	28.III	28.IV	21.X	14.XI	23.XII	–	365	321	231	176
Різниця	–	–36	–14	–13	+23	+21	+39	–	+62	+75	+35	+35

Таблиця 2 - Комплексні характеристики температурного режиму

Період, роки	Сума активних температур вище				Температура повітря, °С			Дата останнього заморозку весною		Дата першого заморозку восени		Тривалість без-заморозкового періоду, дні	
	0 °С	5 °С	10 °С	15 °С	січень	липень	амплітуда	на висоті 2м	на поверхні ґрунту	на висоті 2 м	на поверхні ґрунту	у повітрі	на поверхні ґрунту
								на висоті 2м	на поверхні ґрунту	на висоті 2 м	на поверхні ґрунту		
1986–2005	4090	3910	3550	2820	–1,0	22,9	23,0	6 IV	26 IV	19 X	15 X	196	172
2011–2030	4988	4721	4271	3652	2,4	24,6	22,2	30 III	16 IV	11 XI	5 XI	226	203
Різниця	+898	+811	+721	+832	+2,5	+1,7	–0,8	–6	–10	+23	+21	+30	+31
2031–2050	5354	5228	4457	3806	4,0	26,0	22,0	20 III	13 IV	14 XI	8 XI	239	209
Різниця	+1264	+1318	+907	+986	+4,1	+3,1	–1,0	–16	–13	+26	+24	+43	+37

*Вологозабезпеченість.* Опادي є основним джерелом зволоження земної поверхні і з цієї точки зору вони визначають стан багатьох природних ресурсів. Тому поняття просторово-часової мінливості структури поля опадів сучасності та їхні майбутні зміни відіграють важливу роль в прогнозах кліматично-зумовлених природних ресурсів (табл.3).

При цьому розглядалися такі показники:

- сума опадів за періоди: зима, весна, літо, осінь, рік;
- сума опадів за періоди з температурами повітря вище 5 і 10 °С;
- сумарне випаровування, випаровуваність, дефіцит випаровування;
- коефіцієнт зволоження (гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК)) за період травень -серпень.

Таблиця 3 - Режим зволоження

Період	Кількість опадів за періоди, мм						Сумар-не ви-паровування, мм	Випарова-ність, мм	Дефіцит випа-ровування, мм	
	з температу-рою повітря вище		зима	весна	літо	осінь				рік
	5 °С	10 °С								
1986 – 2005	360	325	92	117	172	124	505	503	934	431
2011 – 2030	308	206	117	112	87	94	410	502	1259	757
Зміна,%	-14	-36	+27	-4	-49	-24	-19	0	+35	+76
2031 – 2050	343	219	117	97	79	104	397	505	1358	853
Зміна,%	-4	-32	+27	-17	-54	-16	-21	0	+45	+98

У відповідності з кліматичним сценарієм річна кількість опадів зменшиться в I-й період (до 2030 року) на 19 % (до 410 мм), а в II-й період (до 2050 року) – на 21 % (до 397 мм) порівняно з кількістю опадів базового періоду (505 мм).

Зміни режиму опадів будуть нерівномірно розподілені за порами року. Значно зросте кількість опадів у зимовий період. В I та II-й – періоди на 27 % (з 92 мм до 117мм). В інші пори року відбудеться зменшення кількості опадів. Навесні: в I-й період на 4 %, а в II-й період на 17 %. Влітку очікується зменшення кількості опадів удвічі, що буде становити відповідно 87 та 79 мм порівняно з 172 мм базового періоду.

За рахунок такого сезонного перерозподілу опадів за період з температурою вище 5°С кількість опадів для I-го (до 2030 року) та II-го (до 2050 року) періодів зменшиться до 308–343 мм порівняно з 360 мм в базовий період, тобто зменшиться на 4–14 %. В період активної вегетації (період з температурами повітря вище 10°С) кількість опадів для I-го та II-го періодів зменшиться ще більше - до 206 – 219 мм відповідно порівняно з базовим періодом (325 мм).

Сумарне випаровування за рік майже не зміниться, а випаровуваність зросте на 35–45 %, що призведе до значного зростання річного дефіциту випаровування – до 757мм в I-й період і до 853 мм у II-й період порівняно з базовим (431 мм). Це збільшення становитиме відповідно для періодів 76 і 98 % від базового періоду.

Як видно із табл. 4 посушливість періоду вегетації значно зросте в умовах зміни клімату. Якщо в базовий період для календарного періоду квітень–вересень було характерним 9 декад з помірною посухою, то для I-го (до 2030 року) періоду очікується тільки 3 декади з помірною посухою, 1 декада з середньою посухою та 12 декад з

Таблиця 4 - Характеристика посушливості періоду вегетації по декадах

Місяць	Декада	Період					
		1986 – 2005 рр.		2011 – 2030 рр.		2031 – 2050 рр.	
		ГТК	Оцінка посушливості, декади	ГТК	Оцінка посушливості, декади	ГТК	Оцінка посушливості декади
IV	1					1,09	
	2	1,57		0,92		0,94	
	3	0,90	помірна посуха	0,81	помірна посуха	0,86	помірна посуха
V	1	0,67	помірна посуха	0,77	помірна посуха	0,56	середня посуха
	2	0,65	помірна посуха	0,71	помірна посуха	0,52	середня посуха
	3	1,25		0,57	середня посуха	0,47	сильна посуха
VI	1	1,36		0,49	сильна посуха	0,43	сильна посуха
	2	0,77	помірна посуха	0,46	сильна посуха	0,41	сильна посуха
	3	1,0		0,39	сильна посуха	0,38	сильна посуха
VII	1	0,79	помірна посуха	0,38	сильна посуха	0,36	сильна посуха
	2	0,94		0,37	сильна посуха	0,35	сильна посуха
	3	0,67	помірна посуха	0,33	сильна посуха	0,35	сильна посуха
VIII	1	0,77	помірна посуха	0,41	сильна посуха	0,31	сильна посуха
	2	0,62	помірна посуха	0,40	сильна посуха	0,31	сильна посуха
	3	0,92		0,42	сильна посуха	0,30	сильна посуха
IX	1	1,07		0,35	сильна посуха	0,51	середня посуха
	2	0,82	помірна посуха	0,39	сильна посуха	0,55	середня посуха
	3	1,05		0,46	сильна посуха	0,63	помірна посуха

сильною посухою.

У II-му періоді (до 2050 року) буде спостерігатись 2 декади з помірною посухою, 4 декади з середньою посухою та 10 декад з сильною посухою.

У зв'язку зі зміною агрокліматичних умов осіння вегетація озимої пшениці буде відбуватися в дещо пізніші терміни.

Так, сівба буде проводитись у першій та другій декадах жовтня, що порівняно з базовим пізніше на 20 днів у I-й період (до 2030 року) і на 27 днів у II-й період (до 2050 року). Відповідно змістяться і терміни появи сходів. Припинення вегетації також буде відбуватися пізніше відповідно на 14 і 24 дні, тобто 10 та 20 грудня.

При таких термінах сівби осіння вегетація озимої пшениці буде відбуватися в період до 2030 року при дещо завищеному (на 0,9°C) температурному режимі порівняно з базовим періодом, а в період до 2050 року температура повітря буде знаходитись практично на рівні базового. Сума активних температур за ці періоди буде складати відповідно 650 і 653°C, що дозволить сформувати оптимальну кущистість (3–6 пагонів на одну рослину).

Розрахунки показують, що при збереженні традиційних термінів сівби на рівні базових (19 вересня) і не врахуванні змін температурного режиму восени суми температур за період сівба – припинення вегетації становитимуть у I-й період 1039°C, а в II-й період – 1147°C, що призведе до формування дуже перерослих посівів. Перерослі рослини озимої пшениці будуть мати висоту більше 25 см, більше 5–6 бокових пагонів, більшу довжину конусу наростання. Зимостійкість таких посівів озимої пшениці буде



знижуватись внаслідок інтенсивного росту рослин восени і як наслідок цього призведе до зниження урожаю на 15–20%.

Кількість опадів за період осінньої вегетації в I-й період зменшиться і складатиме 74 мм (табл. 5), що на 11% менше кількості опадів в базовий період. У другий період кількість опадів залишиться на рівні базової кількості.

У зв'язку з підвищенням температури повітря в зимовий період така характеристика суворості зими як сума від'ємних температур відпадає. Середня температура найбільш холодної декади підвищиться в I-й період (до 2030 року) на 3,6°C, а в II-й період (до 2050 року) – на 4,9 °C.

Мінімальна температура на глибині залягання вузла кушіння значно підвищиться: до 0,5 °C в I-й період і до 1,4 °C в II-й період.

При відсутності інших причин пошкодження, зимівля озимих культур буде проходити добре. Середній процент загибелі рослин озимої пшениці буде становити не більше 3–6%.

Кількість опадів за період перезимівлі в I-й період зменшиться на 17%, у II-й період – на 61%, що пояснюється скороченням періоду перезимівлі.

Початок відновлення вегетації озимої пшениці зміститься на дещо раніші строки. Розвиток озимої пшениці в міжфазний період відновлення вегетації-колосіння проходитиме на фоні зижених температур повітря: в I-й період температура повітря буде нижчою за базову на 0,5 °C, а в II-й період – на 2,2 °C .

Таблиця 5 - Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в осінньо-зимовий період

Період	Період посів – припинення вегетації				Період перезимівлі			
	Сума температур від 19 IX °C	сума температур від дати посіву, °C	середня температура, °C	сума опадів, мм	сума від'ємних температур, °C	середня температура найхолоднішої декади, °C	мін тем-ра ґрунту на глибині вузла кушіння, °C	сума опадів, мм
1986-2005	654	654	9,6	83	-55	-1,3	-4,4	108
2011-2030	1039	650	10,5	74	0	2,3	0,5	90
Різниця	+385	-4	+0,9	-11%	+55	+3,6	+4,9	-17%
2031-2050	1147	653	10,0	83	0	3,6	1,4	42
Різниця	+493	-1	+0,4	0%	+55	+4,9	+5,8	-61%

Для міжфазного періоду колосіння-воскова стиглість температурний режим в I-й період зменшиться на 0,3 °C, а в II-й період температура повітря знизиться на 2,1 °C.

Порівняння динаміки середньої за декаду температури повітря в умовах зміни клімату з динамікою цього показника в базовий період (рис.1) показує, що за рахунок зміщення початку вегетації на раніші строки вегетація озимої пшениці буде проходити при нижчому температурному режимі, тобто в більш сприятливих умовах формування стеблостою та колосу.

В період відновлення вегетації-колосіння кількість опадів в I-й період збільшиться на 16% в порівнянні з базовим періодом (табл. 6). Для II-го періоду буде характерним суттєве збільшення кількості опадів за період відновлення вегетації-

колосіння (на 30%). В період колосіння-воскова стиглість для обох періодів кількість опадів зменшиться на 44-46%.

Випаровуваність за весняно-літній період вегетації в I-й період майже не збільшиться і становитиме від 361 мм у базовий період до 373 мм у I-й період. Для II-го періоду збільшення буде більш суттєвим (на 12 %), також зросте величина сумарного випаровування.

Таблиця 6 – Агрокліматичні умови вирощування озимої пшениці в весняно-літній період

Період, роки	Період відновлення вегетації-колосіння			Період колосіння-воскова стиглість			Період відновлення вегетації-воскова стиглість		
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
1986 – 2005	10,1	716	81	19,3	732	78	13,3	1448	159
2011 – 2030	9,6	724	94	19,0	743	43	12,9	1467	137
Різниця	-0,5	+8	+16%	-0,3	+11	-44%	-0,4	+19	-14%
2031 – 2050	7,9	717	105	7,2	738	42	10,8	1455	147
Різниця	-2,2	+1	+30%	-2,1	+6	-46%	-2,5	+7	-8%

Збільшаться витрати вологи на транспірацію: в базовий період вони склали 128мм, а очікуватимуться в I-й період – 143мм, у II-й – 170мм. Зросте вологозабезпеченість міжфазного періоду відновлення вегетації-колосіння и незначно зменшиться вологозабезпеченість періоду колосіння-воскова стиглість.

Як видно з даних рис.2, щодакандний хід вологозабезпеченості в умовах зміни клімату буде близький до вологозабезпеченості базового періоду, що в поєднанні з більш сприятливим зниженим температурним режимом створює сприятливі умови для формування урожаю озимої пшениці в цих умовах.

Зміна агрокліматичних умов вирощування озимої пшениці спричинила зміни показників фотосинтетичної продуктивності і, як наслідок, урожаю зерна. На фоні зміни кліматичних умов у I-му (до 2030 року) та II - му (до 2050 року) періодах нами розглядались такі варіанти:

- кліматичні умови періоду;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO<sub>2</sub> в атмосфері (для I-го періоду з 380 до 470 ppm , для II періоду з 380 до 520 ppm);
- кліматичні умови періоду + збільшення CO<sub>2</sub> + внесення добрив N<sub>75</sub>;
- кліматичні умови періоду + збільшення CO<sub>2</sub> + внесення добрив N<sub>125</sub>.

Слід зазначити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності озимої пшениці розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів культури.

Детальний аналіз динаміки показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці в умовах зміни клімату проводився на прикладі Болградського району. Площа листя (рис.3 та рис.4) наростатиме від початку вегетації до 7-8-ої декади тобто до настання фенологічних фаз колосіння-цвітіння.

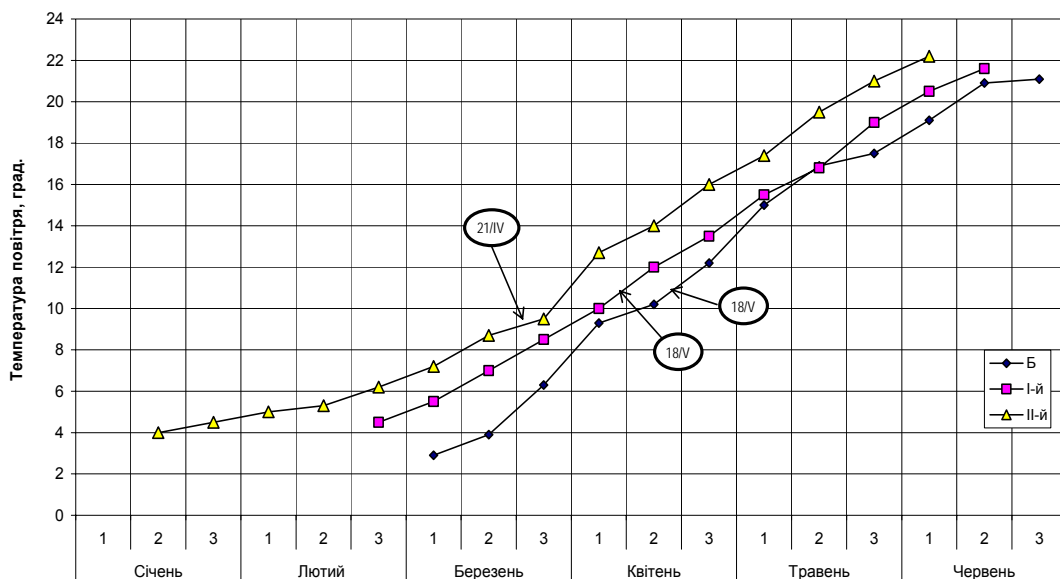


Рис.1 – Динаміка середньої за декаду температури повітря за період весняно-літньої вегетації озимої пшениці в умовах зміни клімату:  
 Б – базовий період; I-й період – 2011-2030рр.; II-й – 2031 – 2050рр.  
 ○ → – дата колосіння

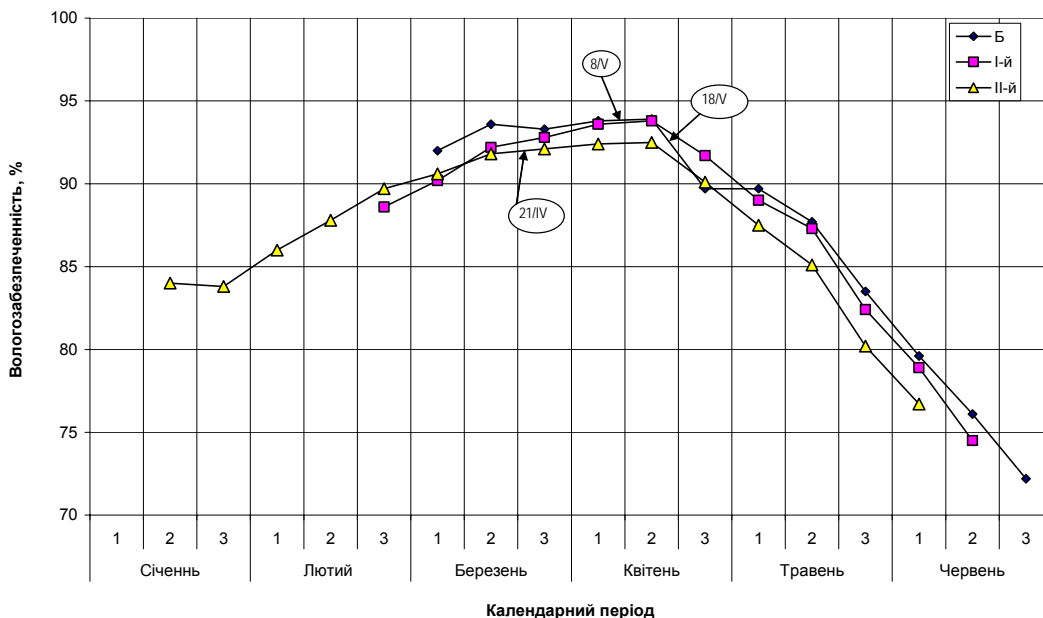


Рис.2 – Динаміка вологозабезпеченості озимої пшениці в умовах зміни клімату:  
 Б – базовий період; I-й період – 2011-2031рр.; II-й – 2031-2050рр.  
 ○ → – дата колосіння

В I-й період найбільш інтенсивне зростання площі асимілюючої поверхні (рис.3) відбуватиметься з 3-ої по 6-у декади, коли її збільшення за рахунок тільки зміни кліматичних умов складало до  $0,4 - 0,6 \text{ м}^2/\text{м}^2$  за декаду.

При зростанні вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері від 380 до 470 ppm наростання площі листя відбуватиметься більш прискореними темпами, а внесення азотних добрив в дозі 75 кг (д.р.)/га призведе до збільшення темпу наростання площі листя до  $0,7-0,9 \text{ м}^2/\text{м}^2$  за декаду в період максимального росту. При внесенні азотних добрив в дозі 125 кг(д.р.)/га максимальна площа листя досягатиме  $3,02 \text{ м}^2/\text{м}^2$ . Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 45-60 % у порівнянні з базовим періодом (табл. 7).

Для II-го періоду також буде характерним швидке формування асимілюючої поверхні посівів (рис.4), в порівнянні з базовим періодом максимальна площа листя сформується на 3-4 декади раніше. Підвищення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері до 520 ppm особливо при внесенні азотних добрив приведе до стрімкого наростання площі листя, яке в період максимальних значень досягне  $3,40-3,80 \text{ м}^2/\text{м}^2$ .

Збільшення фотосинтетичного потенціалу при внесенні добрив становитиме 100-122% у порівнянні з базовим періодом (табл. 8). Інтенсивність фотосинтезу буде підвищуватись з початку вегетації до 6-7-ої декад, потім поступово буде знижуватись (рис. 5 та рис. 6).

В I-й період (до 2030 року) за рахунок зміни кліматичних умов відбудеться підвищення фотосинтезу на  $1,5-2,0 \text{ мгCO}_2 /(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$  (рис. 5). За умов збільшення  $\text{CO}_2$  різниця інтенсивності фотосинтезу збільшиться до  $0,3-0,4 \text{ мг CO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ , а внесення добрив приведе до подальшого підвищення рівня інтенсивності фотосинтезу посівів на  $0,5-0,8 \text{ мгCO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ . Як видно з даних рис. 5, зміна кліматичних умов, збільшення вмісту  $\text{CO}_2$  та внесення добрив призведе до підвищення інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями з  $8,8$  до  $10,4 \text{ мгCO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ .

Більш раннє формування площі листя в II-й період при зниженому температурному режимі спричинить нижчі рівні інтенсивності фотосинтезу від початку вегетації до колосіння-цвітіння (рис. 6) порівняно з базовим періодом. В умовах збільшення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері з 380 до 470 ppm підвищиться рівень інтенсивності фотосинтезу посівів в декаду з його максимальними значеннями до  $8,5 \text{ мг CO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ , а при внесенні добрив – до  $8,9-9,1 \text{ мг CO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ .

Такий хід наростання площі асимілюючої поверхні та інтенсивності фотосинтезу зумовив і відповідний рівень динаміки загальної сухої біомаси посівів озимої пшениці (рис. 7 та рис. 8).

При кліматичних умовах I-го періоду накопичення загальної біомаси відбуватиметься досить швидкими темпами (рис.7). Найвищі прирости загальної біомаси будуть спостерігатися в 7-9 -ій декадах вегетації.

За рахунок змін кліматичних умов максимальний приріст збільшиться від  $12,6$  до  $12,8 \text{ г/м}^2$  за добу. З врахуванням зміни вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері до 470 ppm це зростання буде ще більшим (на 15%).

Внесення добрив збільшить максимальні прирости біомаси до  $18,5-21,1 \text{ г/м}^2$  за добу (табл. 7). Вони сягатимуть 147-167 % в порівнянні з базовим періодом. Зміна кліматичних умов у II-й період спричинить збільшення приростів біомаси порівняно з базовим періодом (рис. 8).

Підвищення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері до 520 ppm збільшить рівень приростів загальної біомаси, особливо в декади перед колосінням-цвітінням. Прирости збільшаться з  $12,6$  до  $16,3 \text{ г/м}^2$  за добу (на 29 %). При внесенні добрив максимальний приріст загальної біомаси досягатиме  $20,4-23,0 \text{ г/м}^2$  за добу (на 62 – 82 %).

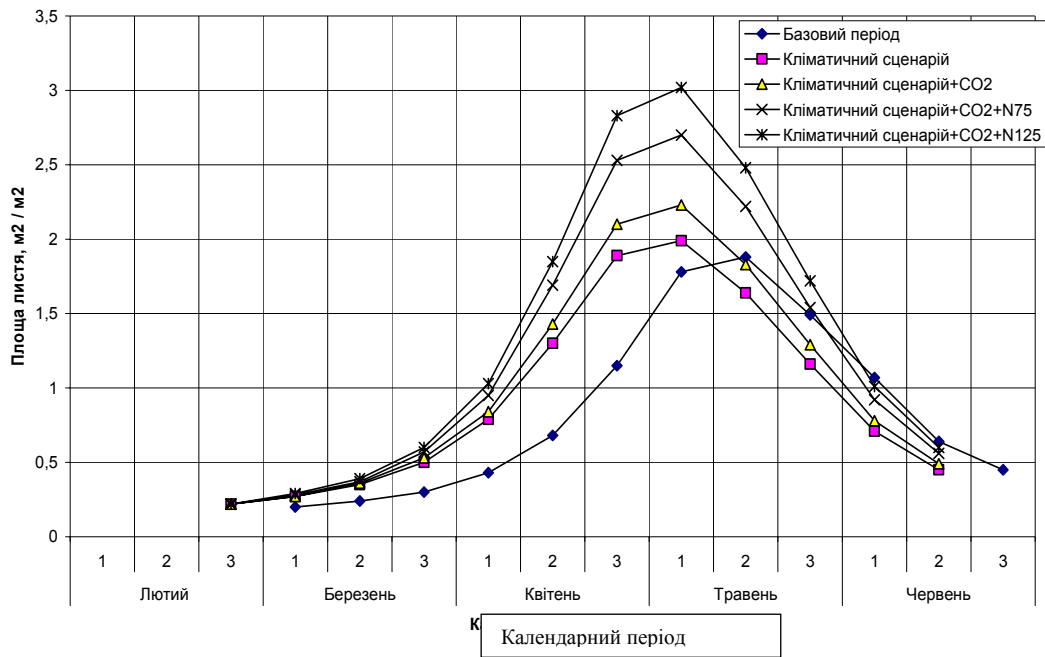


Рис. 3 – Динаміка відносної площі листкової поверхні озимої пшениці в умовах зміни клімату за сценарієм на 2011-2030 роки в порівнянні з періодом 1986-2005рр. (базовий період)

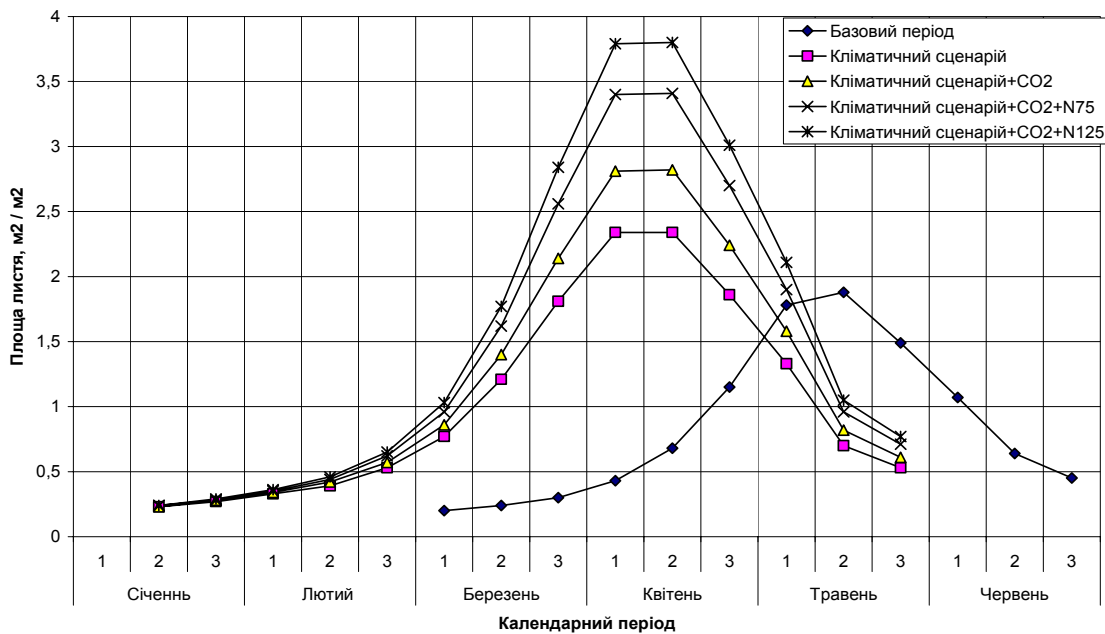


Рис. 4 – Динаміка відносної площі листкової поверхні озимої пшениці в умовах зміни клімату за сценарієм на 2031- 2050роки в порівнянні з періодом 1986 – 2005 роки (базовий період)

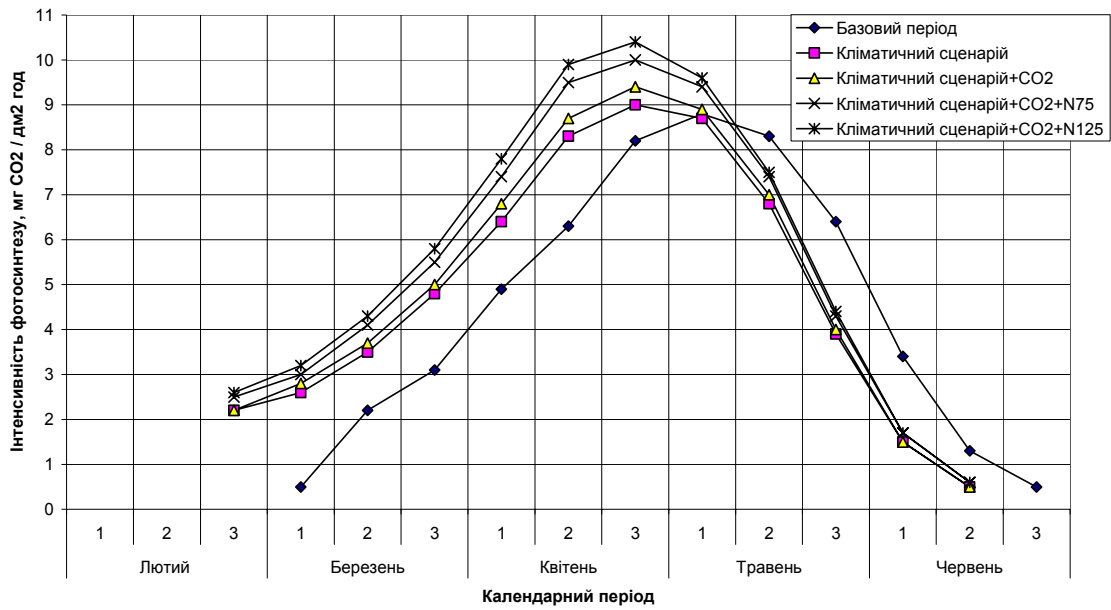


Рис. 5 – Динаміка середньої за декаду інтенсивності фотосинтезу в умовах зміни клімату за сценарієм на 2011-2030 роки в порівнянні з періодом 1986-2005 роки (базовий період)

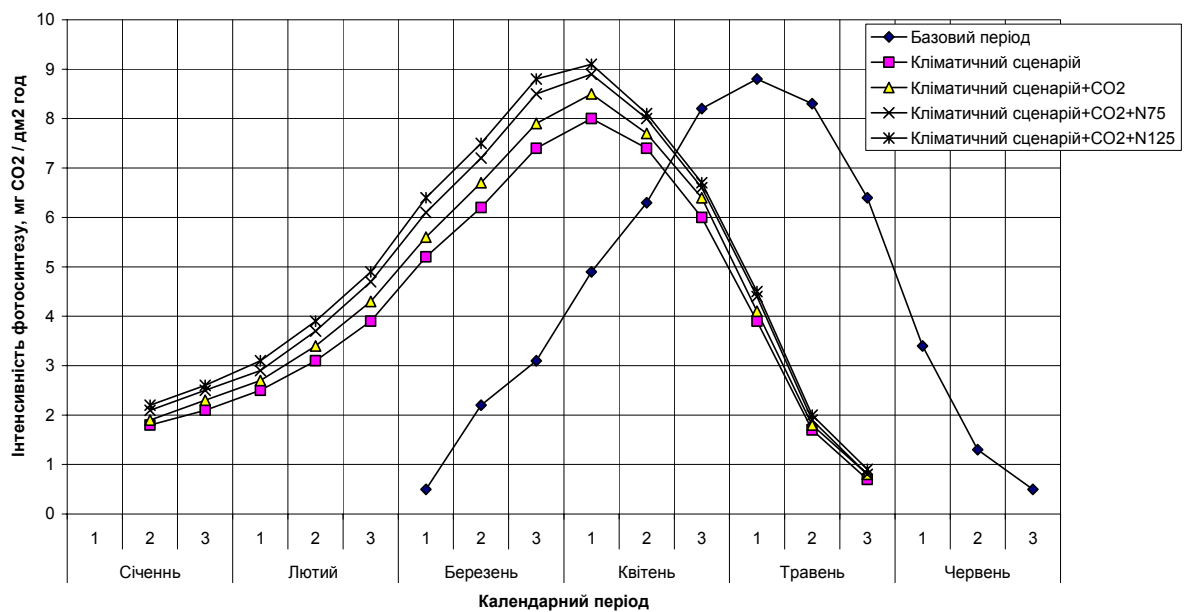


Рис. 6 – Динаміка середньої за декаду інтенсивності фотосинтезу озимої пшениці в умовах зміни клімату за сценарієм на 2031-2050 роки в порівнянні з періодом 1986-2005 роки (базовий період)

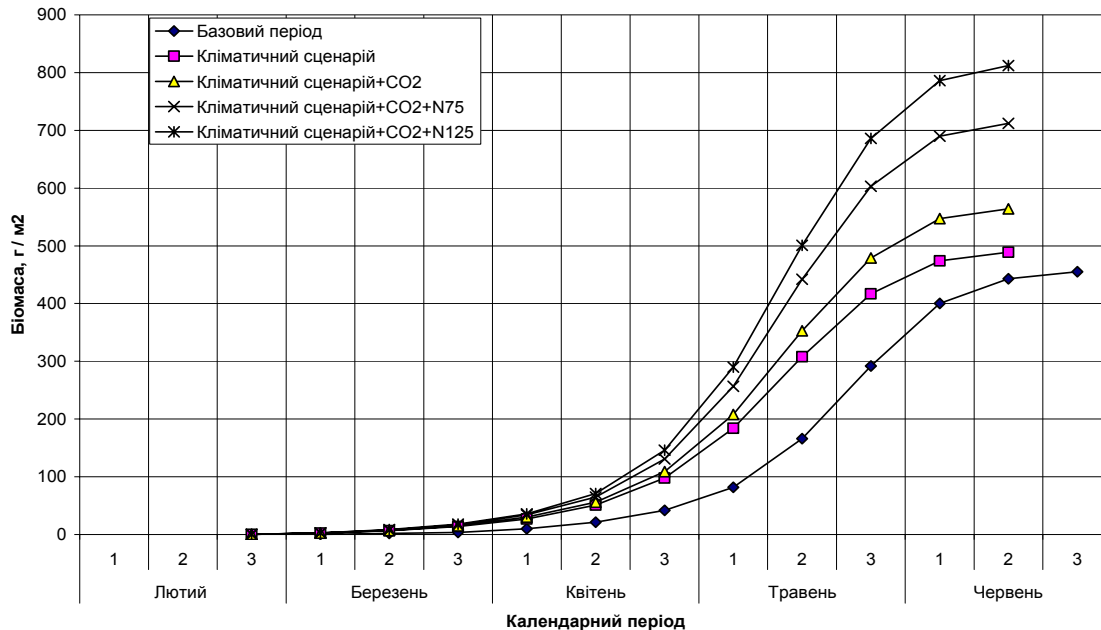


Рис. 7 – Динаміка загальної сухої біомаси озимої пшениці в умовах зміни клімату за сценарієм на 2011-2030 роки в порівнянні з періодом 1986-2005 роки (базовий період)

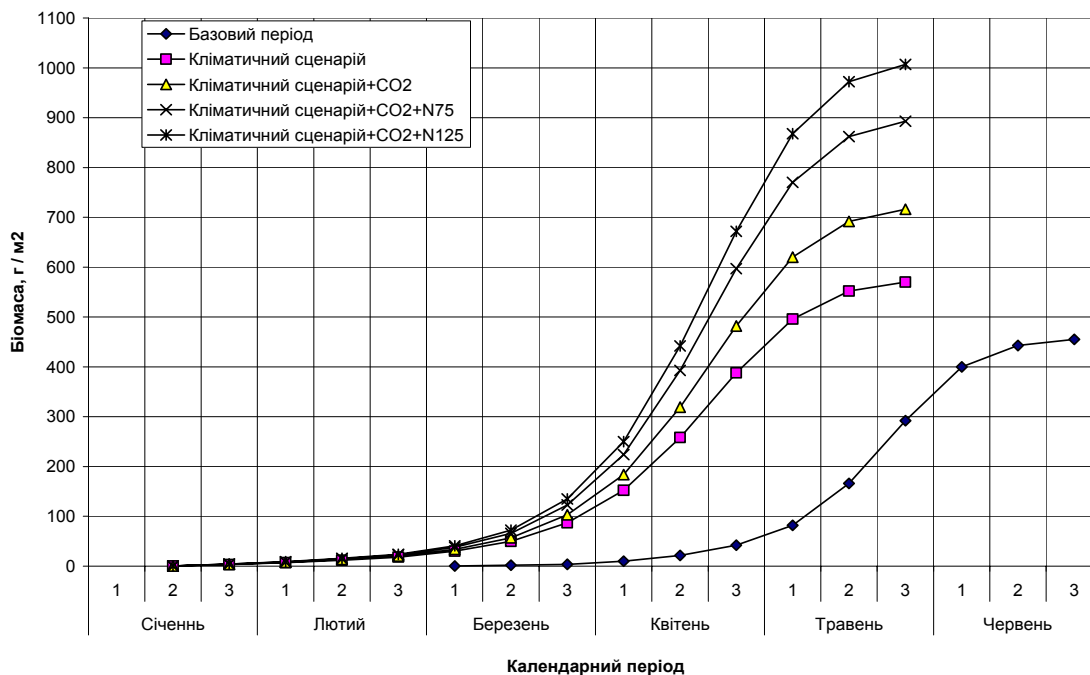


Рис. 8 – Динаміка загальної сухої біомаси озимої пшениці в умовах зміни клімату за сценарієм на 2031-2050 роки в порівнянні з періодом 1986-2005 роки (базовий період)

Зростання рівня показників фотосинтетичної продуктивності посівів озимої пшениці в умовах зміни клімату за рахунок підвищення рівня інтенсивності фотосинтезу та більшої величини фотосинтетичного потенціалу посівів зумовить і збільшення урожаю зерна (табл. 7, рис. 9), особливо при внесенні добрив.

У I-й період урожай зерна зростає з 26,5 до 28,5 ц/га (на 7,5%). Підвищення концентрації CO<sub>2</sub> в атмосфері зумовить зростання рівня урожаю зерна на 24,9%. Внесення добрив в дозі N<sub>75</sub> (75 кг (д.р.)/га) підвищить цей ефект зростання урожаю на 59 %, а при внесенні дози N<sub>125</sub> (125 кг(д.р.)/га) дозволить отримати урожай зерна на 81,5 % вищий в порівнянні з базовим періодом.

Для II-го періоду за рахунок тільки зміни кліматичних умов буде також характерним збільшення урожаю зерна до 32,8 ц/га (на 23,7 %).

При збільшенні вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері від 380 до 520 ppm відбудеться збільшення урожаю зерна до 41,5 ц/га (на 56,6 %). У цей період внесення добрив на фоні зміни кліматичних умов та суттєвого збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері дасть ще більший ефект, ніж у I-му періоді.

Залежно від дози внесених добрив (N<sub>75</sub> і N<sub>125</sub>) урожай зерна складатиме при внесенні добрив в дозі N<sub>75</sub> – 52,0 ц/га, а при дозі N<sub>125</sub> – 58,8 ц/га, що відповідно на 96,2 та 121,9 % вище в порівнянні з базовим періодом.

Аналогічний характер має тенденція зміни показників фотосинтетичної продуктивності в умовах зміни клімату у всіх адміністративних районах дельти Дунаю (табл. 7).

Як видно з даних табл. 7, у всіх адміністративних районах дельти Дунаю збільшення рівня урожайності за рахунок зміни кліматичних умов буде спостерігатись і в I-й (на 6-10 %), і в II-й (на 20-24 %) періоди. Зростання вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері спричинить підвищення урожайності відповідно на 23-27 та 52-57 %. Максимальний ефект буде отримано при поєднанні змін клімату, зростання вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері та внесенні високої дози мінеральних добрив.

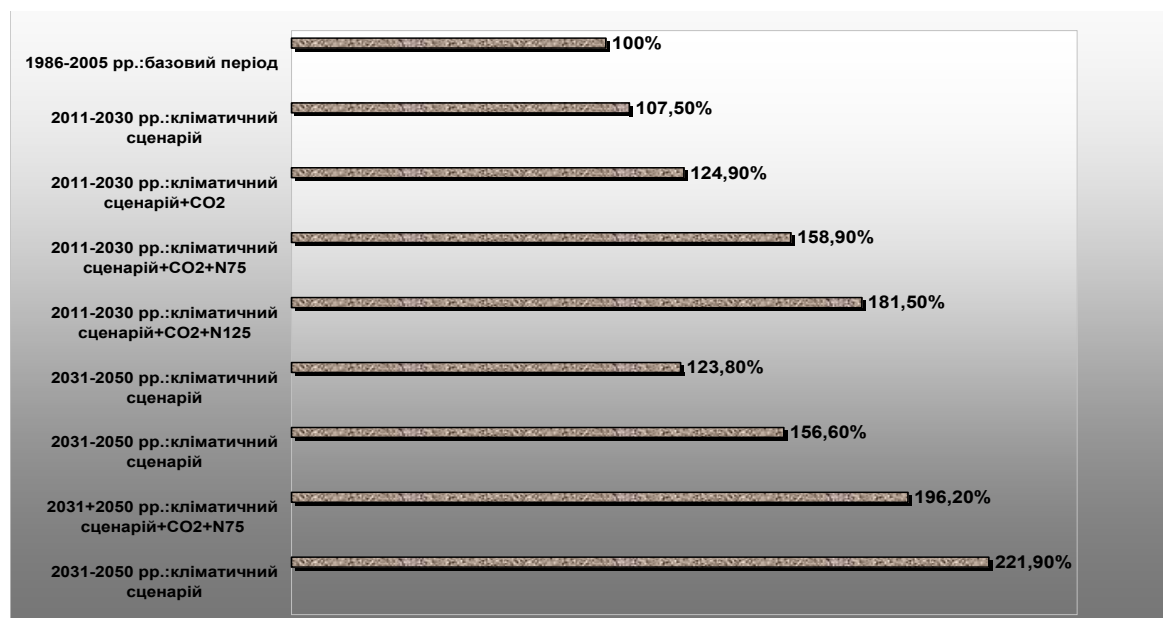


Рис. 9 – Зміна урожайності озимої пшениці в залежності від кліматичних змін у 2011-2030 роках та 2031-2050 роках в порівнянні з базовим періодом (1986-2005 роки) (Болградський район)



Таблиця 7 - Фотосинтетична продуктивність озимої пшениці по адміністративних районах дельти Дунаю

Період, роки	Варіант	Період максимального росту		Урожай	
		площа листової поверхні, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	приріст загальної сухої біомаси, г/м <sup>2</sup> за день	ц/га	в % від базового періоду
<b>Болградський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,88	12,6	26,5	100
2011–2030	Клімат	1,99	12,8	28,5	107,5
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,23	14,5	33,1	124,9
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	2,7	18,5	42,1	158,9
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	3,0	21,1	48,1	181,5
2031–2050	Клімат	2,34	12,9	32,8	123,8
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,82	16,3	41,5	156,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	3,41	20,4	52,0	196,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	3,8	23,0	58,8	221,9
<b>Ренійський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,93	13,2	27,4	100
2011–2030	Клімат	2,04	13,0	30,1	109,8
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,29	15,2	34,9	127,4
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	2,8	19,5	44,0	160,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	3,1	22,3	51,3	187,2
2031–2050	Клімат	2,41	13,1	33,8	123,4
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,9	16,7	42,9	156,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	3,5	21,0	54,2	197,8
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	4,0	23,8	61,6	224,8
<b>Ізмаїльський район</b>					
1986–2005	Базовий	2,0	14,2	29,4	100
2011–2030	Клімат	2,2	13,9	32,1	109,2
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,4	16,2	37,2	126,5
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	2,9	20,5	47,1	160,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	3,3	23,3	53,6	182,3
2031–2050	Клімат	2,5	13,9	35,8	121,8
	Клімат + CO <sub>2</sub>	3,0	17,6	45,2	153,7
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	3,7	21,7	56,3	191,5
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	4,1	24,3	63,4	215,6
<b>Кілійський район</b>					
1986–2005	Базовий	2,2	15,4	32,5	100
2011–2030	Клімат	2,3	15,0	34,5	106,2
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,6	17,5	40,1	123,4
Продовження табл. 7					
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	3,1	22,3	51,2	157,5
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	3,5	25,5	58,6	180,3
2031–2050	Клімат	2,7	15,2	39,0	120,0
	Клімат + CO <sub>2</sub>	3,3	19,3	49,4	152,0
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>75</sub>	4,0	24,0	62,1	191,1
	Клімат + CO <sub>2</sub> +N <sub>125</sub>	4,4	27,0	70,2	216,0

**Висновки.** Зміна клімату регіону дельти Дунаю зумовить зміни агрокліматичних умов вегетації озимої пшениці, що спричинить необхідність адаптації до цих змін. Зміна клімату восени зумовить необхідність перегляду оптимальних за агрокліматичними умовами термінів сівби цієї культури. Вони повинні зсунутись на 20-25 днів на більш пізні строки (9-16 X). Оптимальні умови розвитку озимої пшениці в осінній період будуть складатися, якщо її сівба буде проводитись в терміни, які забезпечать рослинам в подальшому накопичення достатньої кількості тепла – від сівби до припинення вегетації 500-600°C, що дозволить створити 3-6 пагонів кущіння на рослину.

При зміні клімату очікуватимуться умови, за яких буде спостерігатися часткова або повна відсутність снігового покриву, глибокі довготривалі відлиги, значне скорочення періоду зимівлі. Такі умови перезимівлі потребують впровадження або створення нових сортів озимої пшениці, які характеризуються меншим (30-40 днів) спокоєм при зимівлі, здатні продовжувати вегетацію при знижених температурах та витримувати можливі на фоні позитивних температур різкі раптові зниження температури ґрунту на глибині вузла кущіння.

#### Список літератури

1. *Агрокліматичний довідник по Одеській області* (1986 – 2005 рр.). – Одеса: 2012. – 215 с.
2. *Краковская С.В., Паламарчук Л.В., Дюкель Г.А.* Региональная модель (РЕМО) в изучении сильных осадков в Карпатах. //Міжрегіональний збірник Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – № 50. – С. 75-80.
3. *Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В.* Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (РЕМО) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. //Наук. праці УкрНДІГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
4. *Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В.* Моделі загальної циркуляції атмосфери та океанів у прогнозуванні змін регіонального клімату України в ХХІ ст. //Геофизический журнал. – 2011.– № 6. – Т. 33. – С. 68-81.
5. *Польовий А.М.* Моделювання продуктивності агроєкосистем. //Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2005. – Вип. 1. – С. 79-86.
6. *Полевой А.Н.* Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа C<sub>3</sub> и C<sub>4</sub> при изменении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере. – //В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.:ИГКЭ. – 2010. – Том XXIII – С. 297-315.
7. *Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton.* Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)].* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2007. – 94 pp.
8. *Jacob, D., B.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang:* A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P.61-73.
9. *Naki&#263;enovi&#263;, N., and R. Swart* (eds.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US – 599 pp.
10. *Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Cristoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate // Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report.– 1996. – No. 218.

#### **Основные тенденции изменения агроклиматических условий выращивания озимой пшеницы в украинской части суббассейна дельты Дуная. Полевой А.Н., Божко Л.Е., Дронова Е.А., Боровская Г.А.**

*Оцениваются изменения агроклиматических ресурсов в украинской части суббассейна дельты Дуная у 2011 – 2030 гг и 2030 – 2050 гг в связи с изменениями климата в сравнении с базовым периодом 1986 – 2005 гг Для оценки изменений климата в Украине применялся сценарий A1B, региональная климатическая модель MPI-M-REMO, глобальная модель – ECHAM5-r3. Выполнена оценка тепло и влагообеспеченности вегетационного периода, а также оценка изменений агроклиматических условий выращивания озимой пшеницы в связи с изменениями климата.*

**Ключевые слова:** климат, температура воздуха, осадки, озимая пшеница, фотосинтез, биомасса, продуктивность, урожай.

#### **Major trends in agro-climatic conditions of winter wheat growing in the Ukrainian part of the sub-basin of the Danube Delta. Polevoy A., Bozko L., Dronova E., Borovskaya G.**

*They are estimated the change of agro climatic resources in the Ukrainian part of the Danube Delta sub-basin in 2011 - 2030 years and 2030 - 2050 years due to climate change, in a compared with the base period 1986 - 2005 years. For the assessment of climate change in Ukraine A1B scenario, the regional climate model MPI-M-REMO, a global model - CHAM5-r3 have been used. The evaluation of the heat and humidity of the growing season, and evaluation of the changes of agro-climatic conditions of winter wheat in relation to climate change has been done.*

**Keywords:** climate, air temperature, precipitation, winter wheat, photosynthesis, biomass, productivity, harvest

## АГРОКЛІМАТИЧНІ УМОВИ ВИРОЩУВАННЯ ЯРОГО ЯЧМЕНЮ В УКРАЇНСЬКІЙ ЧАСТИНІ СУББАСЕЙНУ ДЕЛЬТИ ДУНАЮ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

*Оцінюються зміни агрокліматичних умов вирощування ярого ячменю в зв'язку зі зміною клімату. Для оцінки змін використано сценарій зміни клімату в Україні – А1В, регіональну кліматичну модель MPI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 як найбільш вірогідні на період до 2050 року. За допомогою моделей продукційного процесу рослин також виконана оцінка фотосинтетичної продуктивності та коливань середньої районної урожайності зерна ярого ячменю в районах Одеської області, які відносяться до української частини суббасейну дельти Дунаю.*

**Ключові слова:** клімат, температура повітря, опади, озима пшениця, фотосинтез, біомаса, продуктивність, урожай.

**Вступ.** Важливою ланкою проблеми зміни глобального клімату є оцінка зміни агрокліматичних умов вирощування сільськогосподарських культур та впливу цих змін на їхню продуктивність. Сільське господарство є найбільш вразливою галуззю економіки України до коливань та змін клімату. Враховуючи інерційний характер сільського господарства та залежність його ефективності від погодних умов, уже зараз необхідне прийняття своєчасних та адекватних рішень щодо складних проблем, зумовлених змінами клімату. У зв'язку з очікуваним підвищенням температури повітря Північної півкулі продовольча безпека України значною мірою буде залежати від того, наскільки ефективно адаптується сільське господарство до майбутніх змін клімату. Це передбачає завчасну оцінку впливу очікуваних змін клімату на агрокліматичні умови вирощування сільськогосподарських культур.

Сучасне потепління спричиняє значну зміну агрокліматичних умов росту, розвитку та формування продуктивності сільськогосподарських культур. Воно супроводжується істотним підвищенням температури повітря у зимові місяці, збільшенням кількості тривалих відлиг, часового зрушення розвитку природних процесів, змінами тривалості сезонів року, подовженням беззаморозкового періоду та тривалості вегетаційного періоду сільськогосподарських культур, збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, деяким покращенням вологозабезпеченості майже усіх зон України. Можливе зростання частоти екстремальних погодних явищ, загальне зниження вологості ґрунтів та зменшення їхньої родючості, виснаження ресурсів прісної води у південних регіонах країни, деградація ґрунтів. Разом з тим, основною особливістю потепління стала нерівномірність випадіння опадів за окремі періоди року, що призвело до збільшення посушливих явищ. Посухи нерідко співпадають з суховіями, спричиняючи пошкодження рослин у різних фазах розвитку та зменшуючи їхню продуктивність.

**Матеріали та методи досліджень.** Для оцінки змін агрокліматичних ресурсів при можливих змінах клімату було використано сценарій зміни клімату в Україні – А1В, регіональну кліматичну модель MPI-M-REMO, глобальну модель – ECHAM5-r3 [9] як найбільш вірогідні на період до 2050 року.

Регіональна модель (РЕМО), результати розрахунків за якою використані як сценарні, була розроблена в Інституті метеорології Макса-Планка (м. Гамбург) [1-10]. РЕМО об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODELL для розрахунків термодинамічних характеристик та блоку глобальної кліматичної моделі

ЕСНАМ4 [9], в якому розраховуються процеси хмаро та опадоутворення, проходження потоків сонячної радіації в атмосфері, вплив підстильної поверхні на теплові потоки з урахуванням альбедо і типу поверхні [2, 3, 4]. В даній моделі використовується повернута сферична система координат, коли екватор проходить через центр області моделювання для зменшення впливу кривизни Землі на прямокутність координатної сітки, і, так звана, гібридна вертикальна координата, яка є комбінацією ізобаричної та  $\sigma$  вертикальної координати, тобто, вертикальні рівні розташовані вздовж підстильної поверхні поблизу землі і з висотою перетворюються в паралельні ізобаричним за спеціальним співвідношенням.

В останні роки РЕМО досить успішно застосовувалась для моделювання минулого і майбутнього регіонального клімату не тільки Німеччини, але й інших країн Європи, а також Індії, Аргентини та інших країн світу [2, 3, 4].

Аналіз тенденції зміни клімату виконано шляхом порівняння даних за кліматичним сценарієм та середніх багаторічних характеристик кліматичних та агрокліматичних показників за три періоди: 1986 – 2005 рр. (базовий період), 2011 – 2030 рр. (I-й сценарний період), 2031 – 2050 рр. (II-й сценарний період).

Для сільськогосподарських культур на фоні зміни кліматичних умов за I-й сценарний (2011-2030рр.) та II-й сценарний (2031-2050 рр.) періоди розглядалися такі варіанти: кліматичні умови періоду; кліматичні умови періоду + збільшення  $\text{CO}_2$  в атмосфері (для I-го періоду з 380 до 470 ppm, для II-го періоду з 380 до 520 ppm); кліматичні умови періоду + збільшення  $\text{CO}_2$  + внесення добрив в дозах  $\text{N}_{40}$ ; кліматичні умови періоду + збільшення  $\text{CO}_2$  + внесення добрив в дозах  $\text{N}_{80}$ .

Як теоретична основа для виконання розрахунків та порівняння результатів були використані розроблені А.М. Польовим моделі продуктивного процесу сільськогосподарських культур: модель формування продуктивності агроєкосистеми [5]; результати розробки моделі фотосинтезу зеленого листка рослин при зміні концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері [6].

Ідентифікація моделі формування врожайності сільськогосподарських культур виконана на основі матеріалів агрометеорологічних спостережень метеорологічних станцій Болград, Ізмаїл, Вилкове та даних середньої районної урожайності ярого ячменю.

Слід підкреслити, що вплив зміни клімату на формування продуктивності ярого ячменю розглядався за умов сучасної агротехніки та сучасних сортів і гібридів ярого ячменю в припущенні, що вони суттєво не зміняться.

Результати досліджень та їх аналіз. За умов реалізації сценарію зміни клімату терміни посіву ярого ячменю змістяться на більш ранні строки: для періоду 2011 – 2030 рр. на 15 днів, для періоду 2031 – 2050 рр. – на 28 днів. Відповідно змістяться і строки появи сходів на 14 – 25 днів та колосіння на 8 – 17 днів. Воскова стиглість настане на 9 – 16 днів раніше, а тривалість періоду сівба – воскова стиглість збільшиться до 99 – 105 днів.

Порівняння динаміки середньої за декаду температури повітря при зміні кліматичних умов в I-й та II-й сценарні періоди з температурою базового періоду за період вегетації ярого ячменю показує, що зміщення строків сівби в сторону більш ранніх термінів приведе до того, що за весь період вегетації ярого ячменю ріст і розвиток будуть проходити на фоні знижених температур (рис. 1).

Період сівба – колосіння буде проходити при знижених температурах: на  $0,9\text{ }^\circ\text{C}$  у період 2011 – 2030 рр. і на  $1,7\text{ }^\circ\text{C}$  у період 2031-2050 рр. (табл. 1). Дещо зниженим буде і температурний режим від колосіння до воскової стиглості (на  $0,3\text{ }^\circ\text{C}$  у I-й період і на  $1,7\text{ }^\circ\text{C}$  у II-й період).

Таблиця 1 - Агрокліматичні умови вирощування ярого ячменю

Період	Період сівба – колосіння			Період колосіння – воскова стиглість			Весь вегетаційний період		
	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм	середня температура, °С	сума температур, °С	сума опадів, мм
1986 – 2005	13,3	918	98	20,4	490	49	15,1	1408	147
2011 – 2030	12,4	930	92	20,1	482	25	14,3	1412	117
Різниця	-0,9	-12	-6 %	-0,3	-8	-48 %	-0,8	+4	-20 %
2031 – 2050	11,6	917	85	19,1	497	24	13,5	1414	109
Різниця	-1,7	-1	-13%	-1,3	+7	-51 %	-1,6	+6	-26 %

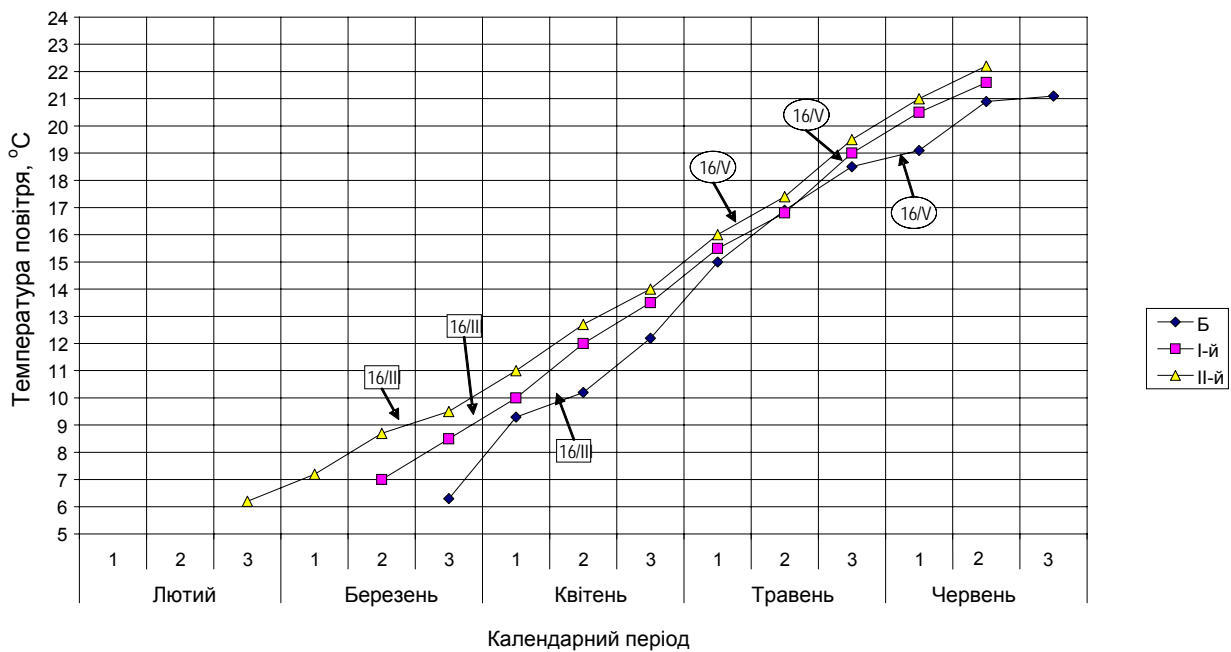


Рис. 1 – Динаміка середньої за декаду температури повітря за період вегетації ярого ячменю в умовах зміни клімату: Б - базовий період; I-й - 2011-2030 рр.; II-й - 2031-2050 рр.

□ - дата сходів; ○ - дата колосіння

Кількість опадів у період сівба – колосіння зменшиться для I-го сценарного періоду на 6 %, а для II-го – на 13 % (табл. 1). Для періоду колосіння – воскова стиглість це зменшення буде досить відчутним (на 48 – 51 %). Таким чином, кількість опадів за період сівба – воскова стиглість ярого ячменю при зміні клімату зменшиться в I-й період на 20 %, а в II-й період на 26 %.

Зросте сумарне випаровування в порівнянні з базовим (198 мм) до 228 мм в I-й сценарний період і до 268 мм - у II-й період. Відбудеться збільшення витрат на транспірацію з 79 мм до 93 – 116 мм (табл. 2).

Таблиця 2 - Характеристика водного режиму вегетаційного періоду ярого ячменю

Період, роки	Сумарна за вегетаційний період, мм					Вологозабезпеченість за період, %		
	випаровуваність	випаровування	транспірація	випаровування з поверхні ґрунту	дефіцит випаровування	сходи – коло сіння	колосіння-воскова стиглість	весь вегетаційний період
1986 – 2005	284	198	79	119	86	74,7	65,1	70,5
2011 –2030	318	228	93	135	90	75,3	65,8	72,8
Різниця	+11%	+15%	+18%	+13%	+5%	+0,6	+0,7	+2,3
2031 –2050	378	268	116	151	110	75,4	65,8	72,0
Різниця	+21%	+35%	+47%	+28%	+28%	+0,4	+0,7	+1,5

Разом з тим вологозабезпеченість всього періоду від посіву до воскової стиглості ярого ячменю залишиться на рівні базового періоду (рис. 2). Це пояснюється зміщенням періоду вегетації на раніші терміни, коли після зимових опадів у ґрунті знаходиться достатня кількість вологи, а вегетація проходить при зниженому температурному режимі. Особливістю запасів вологи в ґрунті є їх інерційність, тому, не зважаючи на зменшення кількості опадів за вегетацію ярого ячменю, вологозабезпеченість посівів при зміні клімату буде на рівні базової або навіть дещо краща. Як видно з даних рис. 2, на дату настання фаз сходів та колосіння вологозабезпеченість як у I-му, так і у II-му періоді буде дещо вища, ніж в базовий період.

Аналіз динаміки показників фотосинтетичної продуктивності посівів ярого ячменю в умовах зміни клімату в порівнянні з базовим періодом проведемо на прикладі Болградського району.

Динаміка наростання площі листкової поверхні наведена на рис. 3 та рис. 4. За рахунок більш ранніх термінів сівби в порівнянні з базовим періодом прирости площі листя в період 2011-2030 рр. будуть відбуватись на 1 – 2 декади раніше (рис. 3).

За зміни кліматичних умов площа листкової поверхні в період її максимального розвитку (колосіння – цвітіння) збільшиться з 1,55 до 1,79 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. Порівняно з базовим періодом це становитиме 15 % (табл. 3).

Підвищення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері з 380 до 470 ppm зумовить збільшення площі листя до 2,0 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. Внесення добрив покращить умови формування листкової поверхні посівів: внесення доз добрив N<sub>40</sub> підвищить рівень розмірів площі листя до 2,39 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, внесення N<sub>80</sub> зумовить зростання її до рівня 2,66 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, що відповідно на 54 та 72 % вище порівняно з базовим періодом. Фотосинтетичний потенціал посівів збільшиться при внесенні добрив на 46 – 61 % в порівнянні з базовим періодом.

Кліматичні умови періоду 2031 – 2050 рр. виявляться більш сприятливими для фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та формування його урожаю. За рахунок зміни кліматичних умов зросте площа листкової поверхні з 1,55 до 2,09 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> (рис.4).

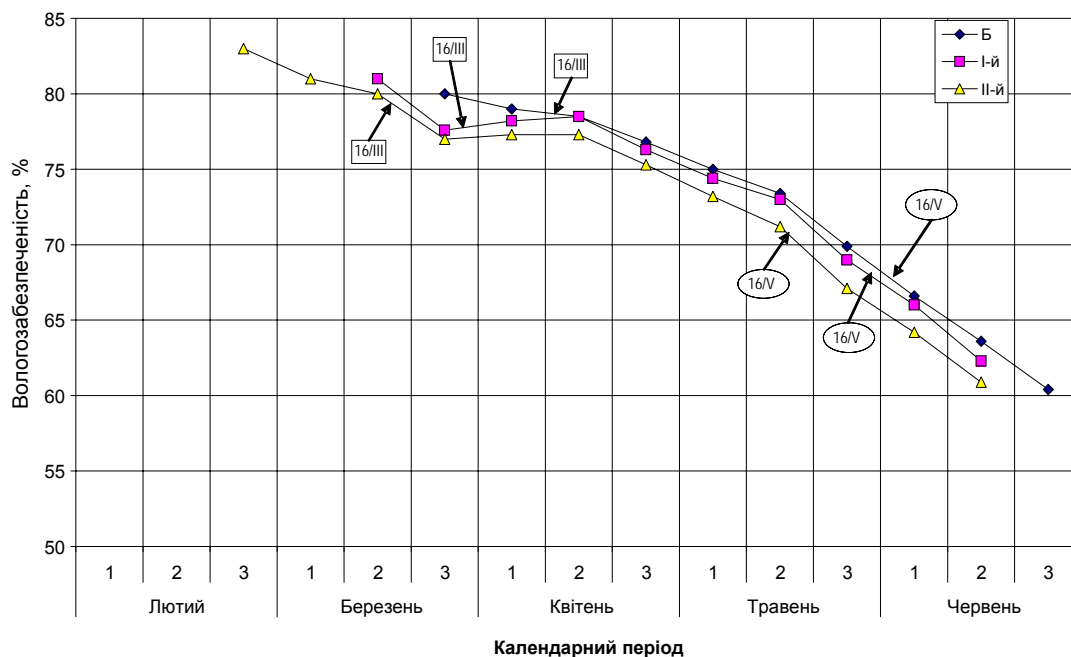


Рис. 2 – Динаміка вологозабезпеченості ярого ячменю в умовах зміни клімату: Б - базовий період; I-й - 2011-2030 рр.; II-й - 2031-2050 рр.

□ - дата сходів    ○ - дата колосіння

Таблиця 3 - Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю. Болградський район

Період, роки	Варіант	Період максимального росту		Фотосинтетичний потенціал посівів за вегетаційний період, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Урожай, ц/га
		площа листової поверхні, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	приріст загальної сухої біомаси, г/м <sup>2</sup> ·за день		
1986–2005	Базовий	1,55	10,8	70,6	17,2
2011–2030	Клімат	1,79	12,0	80,9	17,7
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,0	13,9	88,5	20,3
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,39	17,6	103,2	25,7
2031–2050	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,66	20,1	113,4	29,3
	Клімат	2,09	14,1	100,8	22,4
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,47	17,7	116,8	27,9
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,98	22,3	133,1	35,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	3,22	25,3	152,2	40,1

Збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері з 380 до 520 ppm суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів. Зросте площа листя до 2,47 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, ще більшим буде це зростання при внесенні добрив: при внесенні добрив в дозі N<sub>40</sub> площа листя зросте до рівня 2,98 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> (на 92 %), а при внесенні N<sub>80</sub> – до 3,32 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> (на 114 %).

Сезонний хід інтенсивності фотосинтезу має чітко визначений максимум в фазу колосіння, після чого він поступово знижується (рис. 5 та рис. 6). В період 2011 –

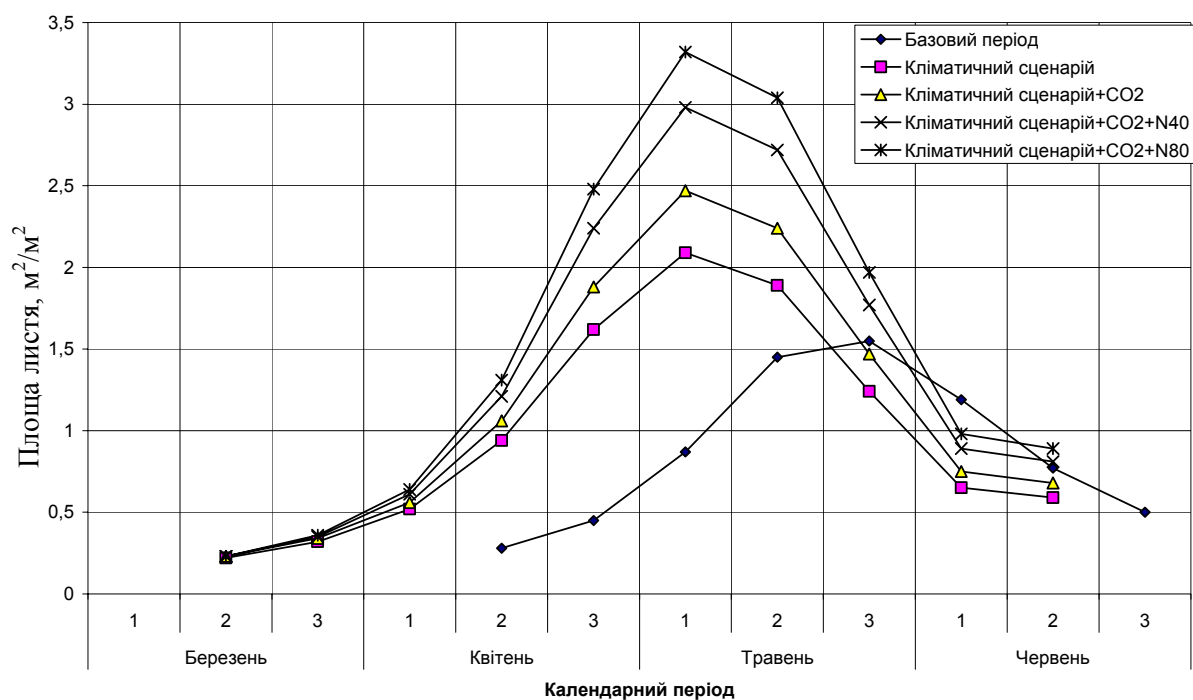


Рис. 3 – Динаміка відносної площі листкової поверхні ярого ячменю в умовах зміни клімату за сценарієм на 2011 - 2030 роки в порівнянні з періодом 1986 - 2005 роки (базовий період).

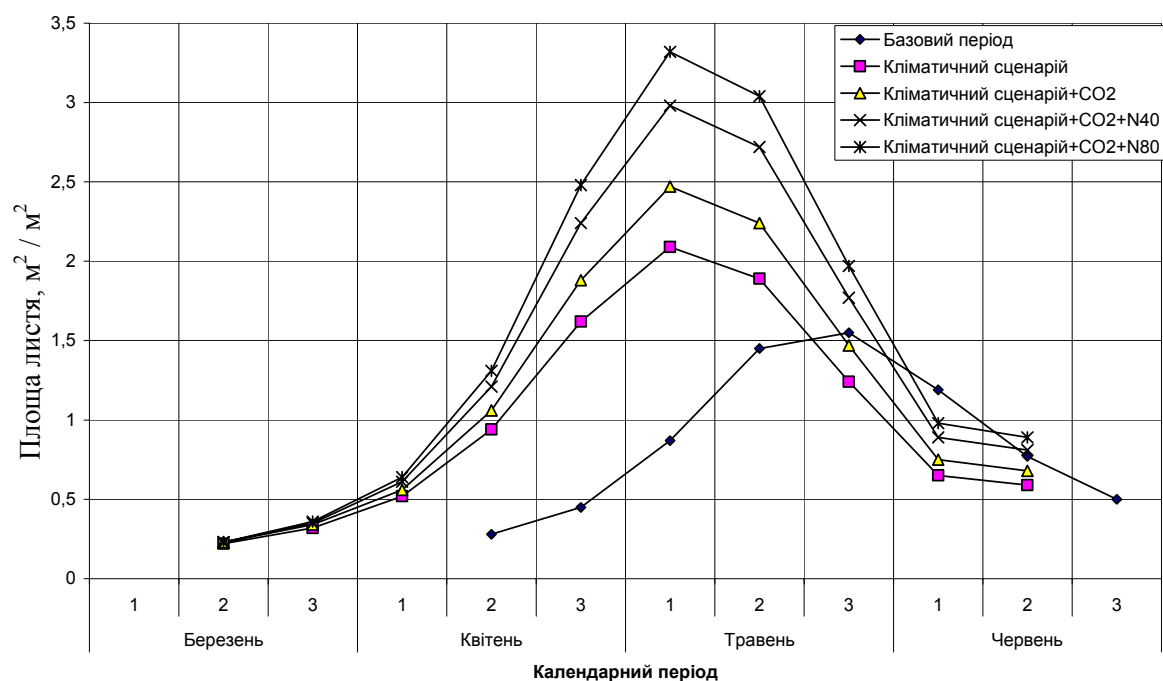


Рис. 4. Динаміка відносної площі листкової поверхні ярого ячменю в умовах зміни клімату за сценарієм на 2031 - 2050 роки в порівнянні з періодом 1986 - 2005 роки (базовий період).

2030 рр. кліматичні умови в травні дещо гірші, ніж у базовий період. При зміні кліматичних умов в порівнянні з базовим періодом інтенсивність фотосинтезу ярого ячменю в перші три декади вегетації буде на 0,1 – 0,2 мг CO<sub>2</sub> / (дм<sup>2</sup>·год) нижче, чим в



базовий період, але це буде спостерігатись тільки до фази колосіння. Підвищення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері з 380 до 470 ppm підвищить рівень інтенсивності фотосинтезу посівів до рівня  $11,6 \text{ мг CO}_2 / (\text{дм}^2 \cdot \text{год})$  в декаду його максимальних значень.

Внесення добрив в дозі  $\text{N}_{40}$  та  $\text{N}_{80}$  суттєво підніме рівень інтенсивності фотосинтезу, особливо при внесенні вищої дози добрив. Це підвищення буде становити  $1,5 - 2,0 \text{ мг CO}_2 / (\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ , а рівень інтенсивності фотосинтезу сягатиме  $11,7 - 12,2 \text{ мг CO}_2 / (\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ .

При реалізації кліматичного сценарію періоду 2031-2050 рр. інтенсивність фотосинтезу буде вищою (рис. 6), ніж в базовий період, а збільшення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері до 520 ppm зумовить підвищення інтенсивності фотосинтезу. При внесенні добрив рівень фотосинтезу зросте і в період максимальних значень він буде становити  $11,0 - 11,4 \text{ мг CO}_2 / (\text{дм}^2 \cdot \text{год})$ .

Накопичення загальної біомаси у перші чотири декади відбуватиметься досить повільно, потім зросте і після 7-ої декади вегетації сповільниться. В період 2011-2030 рр. на початку вегетації зміна клімату не позначиться на приростах загальної біомаси і тільки після 5-ої декади спостерігатиметься більш високий темп наростання загальної біомаси.

Врахування підвищення рівня  $\text{CO}_2$  показує, що прирости загальної біомаси зростуть на 32 %. Внесення добрив в дозах  $\text{N}_{40}$  та  $\text{N}_{80}$  зумовлять збільшення приростів загальної біомаси до  $17,6 - 20,1 \text{ г/м}^2$  за день (табл. 3) та збільшення її майже вдвічі в порівнянні з базовим періодом.

Формування загальної біомаси у період 2031 -2050 рр. за рахунок зміни клімату буде відбуватись інтенсивніше . Приріст загальної біомаси в період максимальних значень збільшиться з  $10,2$  до  $14,1 \text{ г/м}^2$  за день (табл. 3).

Ще суттєвішим буде збільшення приростів за рахунок зміни вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері, вони становитимуть в період максимальних значень  $17,7 \text{ г/м}^2$  за день.

Внесення добрив підвищить рівень приростів загальної біомаси і вона сформується на рівні  $776 - 881 \text{ г/м}^2$ . Зміна всіх показників фотосинтетичної діяльності

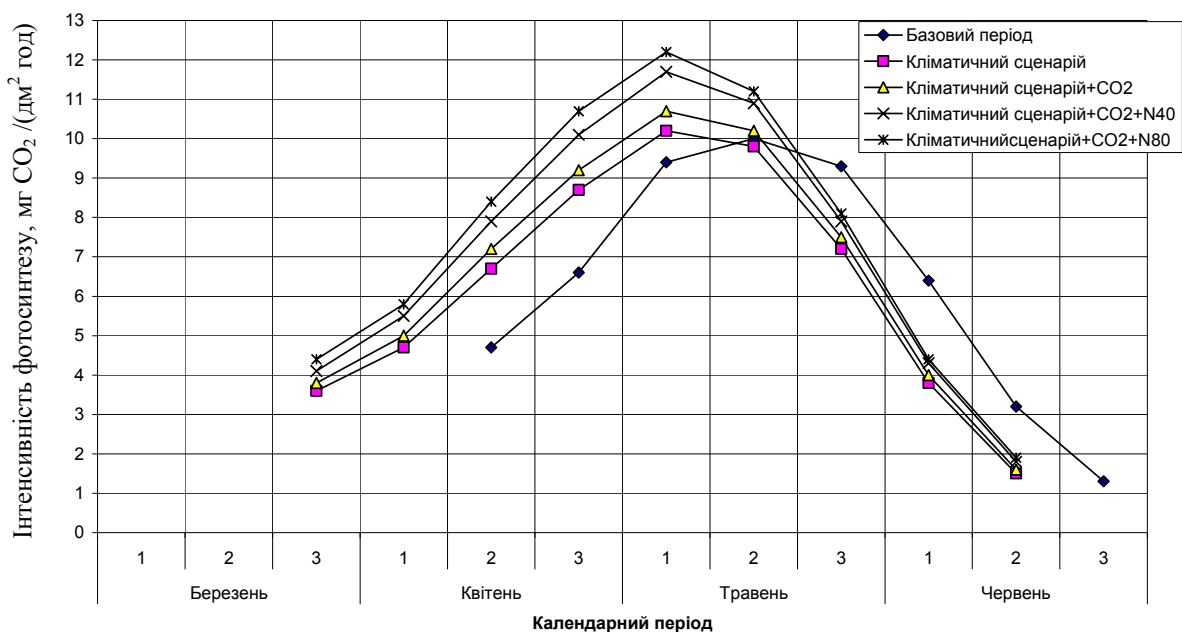


Рис. 5 – Динаміка середньої за декаду інтенсивності фотосинтезу ярого ячменю в умовах зміни клімату за сценарієм на 2011 - 2030 роки в порівнянні з періодом 1986 - 2005 роки (базовий період).

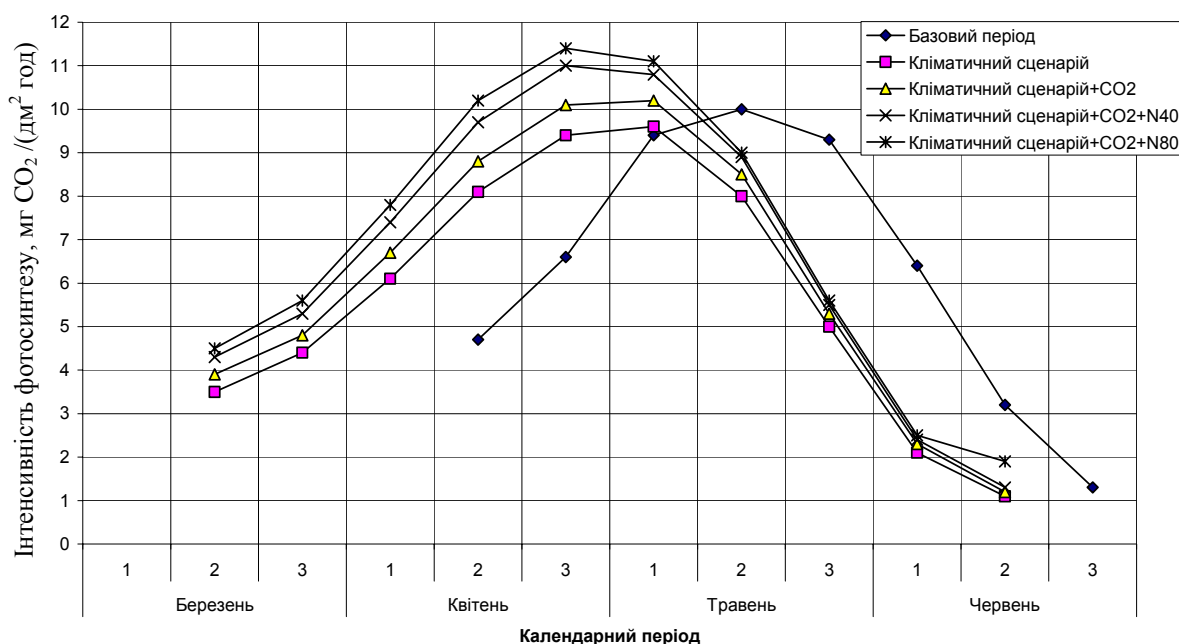


Рис. 6 – Динаміка середньої за декаду інтенсивності фотосинтезу ярого ячменю в умовах зміни клімату за сценарієм на 2031 - 2050 роки в порівнянні з періодом 1986 - 2005 роки (базовий період).

посівів ярого ячменю обумовить відповідно і зміну кінцевої продукції – урожаю зерна.

При зміні кліматичних умов в I-й період урожай зерна ярого ячменю збільшиться з 17,2 до 17,7 ц/га. Підвищення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері з 380 до 470 ppm спричинить до підвищення урожаю зерна на 3,1 ц/га (до 20,3 ц/га).

Внесення добрив в дозі N<sub>40</sub> і N<sub>80</sub> (табл. 4) підвищить показники фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та зумовить до збільшення урожаю відповідно по періодах до 25,7 та 29,3 ц/га, що становитиме 149 та 170 % від базового періоду.

Кліматичні умови II-го періоду виявляться більш сприятливими для фотосинтетичної діяльності посівів ярого ячменю та формування його урожаю. За рахунок тільки зміни кліматичних умов урожайність зерна ярого ячменю підвищиться на 5,2 ц/га порівняно з базовим періодом (табл. 3).

Збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері з 380 до 520 ppm суттєво підвищить рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів і як результат збільшення показників фотосинтетичної продуктивності. Очікуваний урожай ярого ячменю становитиме 27,9 ц/га, що в 1,6 разу більше порівняно з базовим періодом.

Внесення мінеральних добрив в дозах N<sub>40</sub> і N<sub>80</sub> дозволить підвищити рівень урожайності до 35,2 – 40,1 ц/га, що становить відповідно 204,6 та 233,1 % від базового періоду.

Тенденції зміни показників фотосинтетичної продуктивності ярого ячменю в умовах зміни клімату в усіх адміністративних районах дельти Дунаю представлені в табл. 4.

Як видно із табл. 4 і рис. 7, в усіх адміністративних районах дельти Дунаю збільшення рівня урожайності за рахунок зміни кліматичних умов буде спостерігатись і у I-й сценарний (на 3 %), і у II-й сценарний (на 30 %) періоди. Зростання вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері підвищить урожайність відповідно на 15 та 62 %. Цілком закономірно, що максимальний ефект буде отримано при поєднанні змін клімату, зростання вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері та внесенні високої дози мінеральних добрив.

Таблиця 4 - Фотосинтетична продуктивність ярого ячменю по адміністративних районах Дельти Дунаю

Період, роки	Варіант	Період максимального росту		Урожай	
		площа листкової поверхні, м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	приріст загальної сухої біомаси, г/м <sup>2</sup> за день	ц/га	в % від базового за період 1986–2005рр.
<b>Болградський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,55	10,8	17,2	100
2011–2030	Клімат	1,79	12,0	17,7	102,9
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,0	13,9	20,3	118,0
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,39	17,6	25,7	149,4
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,66	20,1	29,3	170,3
2031–2050	Клімат	2,09	14,1	22,4	130,2
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,47	17,7	27,9	162,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,98	22,3	35,2	204,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	3,22	25,3	40,1	233,1
<b>Ренійський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,37	10,3	20,5	100
2011–2030	Клімат	1,55	11,5	23,1	112,7
	Клімат + CO <sub>2</sub>	1,71	13,3	26,6	129,8
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,04	16,9	33,7	164,4
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,26	19,4	38,6	188,3
2031–2050	Клімат	1,75	11,6	25,8	125,8
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,05	14,4	32,0	156,1
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,46	18,3	40,5	197,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,73	20,9	46,3	225,8
<b>Ізмайльський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,45	11,1	22,0	100
2011–2030	Клімат	1,63	12,4	24,9	113,2
	Клімат + CO <sub>2</sub>	1,80	14,3	28,6	130,0
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,14	18,1	36,0	163,6
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,38	20,6	41,1	186,8
2031–2050	Клімат	1,85	12,4	27,7	125,9
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,17	15,5	34,3	155,9
Продовження табл. 5					
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,59	19,5	43,2	196,4
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,87	22,1	49,0	222,7
<b>Кілійський район</b>					
1986–2005	Базовий	1,50	11,7	23,2	100
2011–2030	Клімат	1,52	12,8	26,6	114,6
	Клімат + CO <sub>2</sub>	1,68	14,8	30,6	134,9
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,0	18,8	38,8	167,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,22	21,5	44,4	191,4
2031–2050	Клімат	1,84	13,0	29,7	128,0
	Клімат + CO <sub>2</sub>	2,15	13,4	37,0	159,5
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>40</sub>	2,59	20,8	46,9	202,2
	Клімат + CO <sub>2</sub> + N <sub>80</sub>	2,88	23,7	53,6	231,0

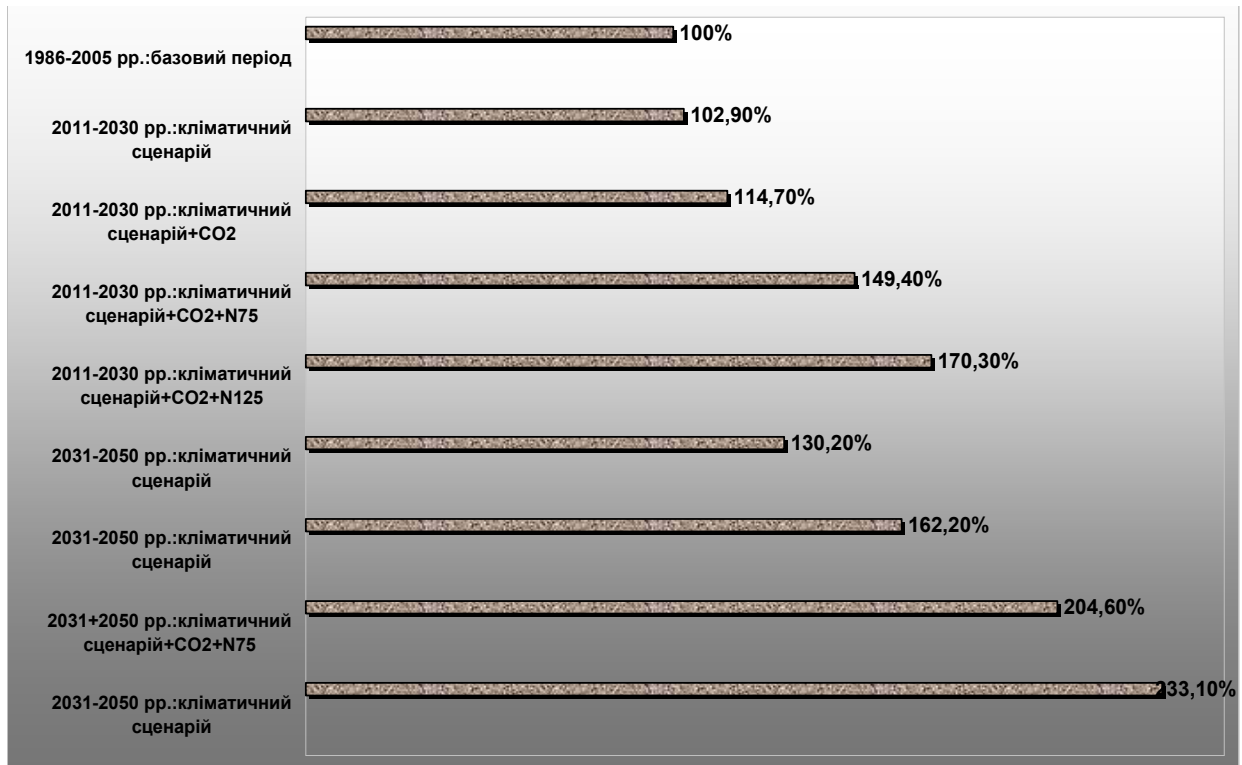


Рис. 7 – Зміна урожайності ярого ячменю в залежності від кліматичних змін у 2011-2030 роках та 2031-2050 роках в порівнянні з базовим періодом (1986-2005 роки). Болградський район.

**Висновки.** За умов зміни клімату сівба ярого ячменю в перші 1–2 дні після настання весняної «стиглості» ґрунту зумовлюватиме максимальний урожай в конкретних агрометеорологічних умовах. При затримці з сівбою на 10 – 20 днів буде спостерігатись непродуктивна витрата ґрунтової вологи за рахунок випаровування, вегетація культури буде проходити при більш підвищеному температурному режимі, що зумовить менш сприятливі умови для фотосинтетичної продуктивності рослин і, як наслідок, урожай ярого ячменю буде знижуватись на 15 –20 %.

Збільшення теплозабезпеченості в умовах зміни клімату відкриває можливості для вирощування пожнивних культур після збирання врожаю ярого ячменю. Як пожнивні можуть вирощуватись такі культури: гречка, просо, ранні та середньостиглі сорти кукурудзи, соя, картопля, томати, суданська трава.

### Список літератури

1. Агрокліматичний довідник по Одеській області (1986 – 2005 рр.). – Одеса: 2012. – 215 с.
2. Краковская С.В., Паламарчук Л.В., Дюкель Г.А. Региональная модель (РЕМО) в изучении сильных осадков в Карпатах. //Міжрегіональний збірник Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – № 50. – С. 75-80.
3. Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедєменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (РЕМО) щодо прогнозу приземної температури повітря за контрольний період 1961-1990 рр. //Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – № 257. – С. 42-60.
4. Краковська С.В., Паламарчук Л.В., Шедєменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Моделі загальної циркуляції атмосфери та океанів у прогнозуванні змін

- регіонального клімату України в XXI ст. //Геофизический журнал. – 2011.– № 6. – Т. 33. – С. 68-81.
5. *Польовий А.М.* Моделювання продуктивності агроєкосистем. //Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2005. – Вип. 1. – С. 79-86.
  6. *Полевой А.Н.* Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа C<sub>3</sub> и C<sub>4</sub> при изменении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере. – //В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.:ИГКЭ. – 2010. – Том XXIII – С. 297-315.
  7. *Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton.* Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2007. – 94 pp.
  8. *Jacob, D., B.J.J.M. Van den Hurk, U. Andre, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Kopken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B.H. Sass, R.N.B. Smith, X. Yang:* A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. //Meteor. Atm., 2001. – No. 77. – P.61-73.
  9. *Nakićenović, N., and R. Swart (eds.),* 2000: Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US – 599 pp.
  10. *Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, U. Schlese, U. Schulzweida.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate // Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Report.– 1996. – No. 218.

**Агрокліматические условия выращивания ярового ячменя в украинской части суббасейна дельты Дуная в условиях изменения климата. А.Н. Полевой, Л.Е.Божко, Е.А. Барсукова, Е.А. Дронова.**

*Оценивается тепло и влагообеспеченность вегетационного периода и изменения агроклиматических условий выращивания ярового ячменя в связи с изменениями климата. Для оценки изменений климата применялся сценарий изменения климата в Украине – A1B, региональная климатическая модель MPI-M-REMO, глобальная модель ECHAM5-r3 как наиболее вероятные на период до 2050 года.*

*С помощью моделей продукционного процесса растений получена оценка фотосинтетической продуктивности и колебаний средней районной урожайности зерна ярового ячменя в районах Одесской области, которые относятся к украинской части суббасейна дельты Дуная.*

**Ключевые слова:** климат, температура воздуха, осадки, яровой ячмень, фотосинтетическая продуктивность, биомасса, урожай.

**Agro-climatic conditions for growing spring barley in the Ukrainian part of the sub-basin of the Danube Delta in a changing climate. Polevoy A., Bozhko L., Barsukova E., Dronova E.**

*In this study, we evaluate heat and humidity of the growing season and changes in agro-climatic conditions of cultivation of spring barley, associated with climate change. For the evaluation of climate changes we used climate change in Ukraine scenario - A1B, the regional climate model MPI-M-REMO, the global model ECHAM5-r3 as the most likely for the period up to 2050.*

*This study provides an estimate of the photosynthetic productivity and regional variations in average grain yield of spring barley in the areas of Odessa region, which belong to the sub-basin of the Ukrainian part of the Danube Delta, based on models of the production process of plants.*

**Key words:** climate, air temperature, precipitation, spring barley, photosynthetic productivity, biomass, harvest.

## МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ РІЗНОМАСШТАБНОГО АГРОКЛІМАТИЧНОГО РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЙ

*Виконано аналіз існуючих підходів до агрокліматичного районування територій. Описано методологічні засади різномасштабного агрокліматичного районування, які базуються на застосуванні нових показників, методики ущільнення агрокліматичної інформації та методів середньо- і великомасштабного районування території з врахуванням неоднорідностей підстильної поверхні. Представлено результати реалізації запропонованого методу на прикладі території України.*

**Ключові слова:** агрокліматичні ресурси, картографування, підстильна поверхня, масштаб, макро-, мезо- і мікрокліматичне районування.

**Постановка проблеми і зв'язок з важливими науковими і практичними завданнями.** В Україні в поточний період до пріоритетних відносяться дослідження, присвячені проблемі раціонального природокористування і формування продовольчої безпеки країни. Одним із напрямків таких досліджень є вирішення завдань детальної оцінки природних ресурсів, які зумовлюють формування продуктивності сільськогосподарського виробництва. В ряду природних ресурсів особливе значення надається оцінці агрокліматичних ресурсів, які характеризують умови забезпечення сільськогосподарських культур основними факторами життя (ресурсами світла, тепла і вологи), та лімітуючих агрокліматичних умов (морозо-, заморозконебезпечності і посушливості). Заключним етапом таких досліджень, які мають науково-практичну цінність, є тематичне або комплексне агрокліматичне районування територій. Перевага напрямку агрокліматичного районування територій полягає у значній наочності та простоті просторової інтерпретації інформації з агрокліматичних ресурсів, що зумовлено застосуванням картографічного методу.

**Метою** даної роботи є обґрунтування методологічних засад різномасштабного агрокліматичного районування територій та їх реалізація на прикладі України.

**Обговорення проблеми.** Історія досліджень, пов'язаних з питанням агрокліматичного районування територій, сягає початку минулого століття, а перші фундаментальні роботи були проведені в 30-60-х роках. Селяніновим Г. Т., Колосковим П. І., Поповим В. П., Сапожніковою С. А., Давітая Ф.Ф., Чирковим Ю. І., Шашко Д. І. [2-6, 8, 11, 13-14, 30-33] сформульовані принципи і підходи до агрокліматичного районування, реалізація яких здійснена на прикладі територій СРСР, країн Східної Європи і світу. Треба відзначити, що агрокліматичне районування, як завдання поділу території на однорідні за певними показниками ділянки, здійснюється за алгоритмом, аналогічним кліматичному районуванню, який базується на врахуванні просторового розподілу кліматичних ресурсів, зумовлених надходженням сонячного тепла на земну поверхню, його перерозподілом внаслідок макромасштабних циркуляційних процесів і впливом підстильної поверхні. Але в основу агрокліматичного районування, на відміну від кліматичного, покладено принципи сільськогосподарської оцінки клімату, які базуються на врахуванні вимог сільськогосподарських культур до факторів життя рослин - світла, тепла і вологи. Таким чином, при виділенні територій різного таксономічного рангу (теплого поясу, зони зволоження, області за умовами зимового періоду тощо) необхідною умовою є розроблення агрокліматичних показників, які адекватно відбивають вимоги культур до клімату і, як наслідок, визначають різний ступінь сприятливості для них кліматичних умов.

Розвиток напрямку агрокліматичного районування територій відбувався шляхом виділення двох підходів, які розвивалися паралельно – загального і спеціалізованого агрокліматичного районування. Для них залишаються однаковими принципи поділу території, але відрізняються комплекс агрокліматичних показників, ступінь деталізації агрокліматичних умов стосовно вимог культур та врахування мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесів під впливом типів підстильної поверхні і ступінь просторово-часового узагальнення тощо. В рамках загального агрокліматичного районування запропоновано шість схем районування, перші три із яких (Селянінова Г.Т., Колоскова П.І., Сапожнікової С.А.) відносяться до галузевого типу районування, дві (Попова В.М. і Бабушкіна Л.М.) – до агрокліматичного районування в межах загального природного районування і схема Шашко Д.І. - як поєднання агрокліматичного і природно-сільськогосподарського районування. Незважаючи на певну різницю в показниках, які застосовуються, і виборі діапазону їх мінливості для поділу території на окремі таксони, за всіма схемами пропонується виділяти теплові пояси за сумою температур, зони зволоження за показниками зволоження і області – за умовами перезимівлі.

Підхід спеціалізованого агрокліматичного районування вперше науково-методично обґрунтував і розробив академік Ф.Ф.Давітая [2, 11] на прикладі території СРСР стосовно до винограду. Надалі розвиток цього підходу здійснювали стосовно інших культур та складових агрокліматичних ресурсів: Чирков Ю.І. [32] - стосовно до кукурудзи, Мельник Ю.С. – до соняшника, Гольцберг І.А. [2, 9, 25-26] стосовно до умов заморозконебезпечності, Міщенко З.А. [25-27] – за тепловими ресурсами дня і ночі та морозонебезпечністю, Кельчевська Л.С. [12] – за ресурсами вологи.

Паралельно з розвитком теорії та удосконаленням методів і методик агрокліматичного районування територій відбувався розвиток методів картографування показників агрокліматичних ресурсів. Саме складання карт агрокліматичного районування визначає велику перевагу досліджень цього напрямку, що пов'язано зі значною наочністю представлення отриманих результатів, і дозволяє давати оцінку просторового розподілу агрокліматичних ресурсів з їх територіальною прив'язкою. А це, в свою чергу, зумовило необхідність в чіткому поділі агрокліматичних карт за масштабом. Було запропоновано виділення таких масштабів при складанні карт агрокліматичних ресурсів: дрібномасштабні (М 1:1000000 та дрібніше), середньомасштабні (М 1:100000 – 1:1000000) і великомасштабні (М 1:100000 та більше).

Зазначені підходи розроблялися стосовно агрокліматичного районування територій зі значною площею, лінійні розміри яких можна співвіднести з розміром континентів, країн, регіонів, а всі карти відносяться до дрібномасштабних, точність яких не перевищує 10 км. Як наслідок, районування таких територій можливе за умови використання агрокліматичних показників, які характеризуються мінливістю тільки під впливом загальногеографічних чинників, а саме географічної широти і довготи, висоти над рівнем моря та макромасштабних циркуляційних процесів. Використання показників, які відзначаються значною мінливістю під впливом елементів неоднорідностей підстильної поверхні, ускладнює виділення однорідних територій. При складанні карт районування ця ситуація відбивається у вигляді значної хвилястості ізоліній, що значно зменшує їх точність.

З метою подолання цього недоліку І.А.Гольцберг запропонувала методику складання фонових карт агрокліматичного районування територій. Проведення на них ізоліній і виділення районів здійснюється тільки за величинами агрокліматичних показників, які на незначній відстані відрізняються не більше, ніж на середнє квадратичне відхилення ( $\sigma$ ). Дані метеостанцій з величинами більше  $\pm\sigma$  не враховуються при проведенні ізоліній, а виконується детальний аналіз їх

місцезнаходження і результати якого використовуються при врахуванні впливу місцевих особливостей території. Саме за цією методикою І.А.Гольцберг було виконано агрокліматичне районування території СРСР за умовами заморозкобезпеки [9], складена серія карт розподілу різних показників заморозкобезпеки і методів боротьби з ними. Надалі ця методика була удосконалена З.А.Міщенко при агрокліматичному районуванні СРСР за умовами морозобезпеки і тепловими ресурсами дня та ночі [25-27].

Результати теоретичних та експериментальних мезо- і мікрокліматичних досліджень зумовили розвиток методів агрокліматичного районування територій з врахуванням мезо- і мікроклімату. Насамперед, треба виділити напрямок різномасштабного районування, вперше обґрунтований в роботах З.А.Міщенко і здійснений на прикладі території Молдови за умовами морозобезпеки і тепловими ресурсами дня та ночі [1, 29]. Надалі, в рамках цього напрямку, автором статті була удосконалена методика і виконано комплексне агрокліматичне районування території типових окремих господарств площею 2-5 тис. га і в цілому адміністративного району площею 92 тис. га з врахуванням мезо- і мікроклімату [15].

Подальший розвиток досліджень, присвячених різномасштабному агрокліматичному районуванню територій, продовжено Ляшенко Г.В. на прикладі території України, якій притаманні значна географічна мінливість агрокліматичних ресурсів і їх перерозподіл в межах незначної площі під впливом неоднорідностей підстильної поверхні. Методологія досліджень цього напрямку базується на застосуванні методів макро-, мезо- і мікрокліматичної обробки даних метеорологічних і агрометеорологічних спостережень з різним рівнем їх просторового і часового осереднення та методів генералізації інформації з агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних умов. Ступінь генералізації агрокліматичної інформації визначається розміром і характером (неоднорідністю) підстильної поверхні території, для якої виконується агрокліматичне районування. Вона визначає й вибір масштабу карт, які здатні з високою точністю відбивати можливий спектр величин, зумовлених просторовою неоднорідністю підстильної поверхні.

За цього напрямку до методологічних відносяться питання не тільки ступеню, а етапності районування: в якому напрямку здійснювати районування - дрібного до великого масштабу чи навпаки? Більш обґрунтованим і доцільним нами вважається метод агрокліматичного районування від значних територій до менших, від загального до спеціалізованого, тобто від дрібномасштабного до великомасштабного. За такого порядку здійснюється, по-перше, деталізація агрокліматичних умов у просторово - часовому розрізі, а по-друге, стосовно окремих сільськогосподарських культур. Ступінь генералізації інформації зменшується, проте збільшується ступінь її фільтрації з точки зору виявлення впливу окремих елементів підстильної поверхні. Зростає й точність виділених агрокліматичних таксонів (макро-, мезо- і мікрорайонів) на картах агрокліматичного районування.

На рис.1 представлено алгоритм таких досліджень, за яким показано шляхи аналізу вихідної і генералізації кінцевої інформації в залежності від конкретних чинників території. Кожен з етапів досліджень базується на врахуванні цілком визначених географічних і геоморфологічних чинників, які зумовлюють оптимальний масштаб карт агрокліматичного районування. Це дозволяє, крім наочності представлення матеріалів досліджень, мати високу точність результатів районування територій.

При різномасштабному агрокліматичному районуванні територій ставляться певні вимоги до показників, за якими здійснюється районування. Безумовно, в якості основних агрокліматичних показників при загальному дрібномасштабному районуванні



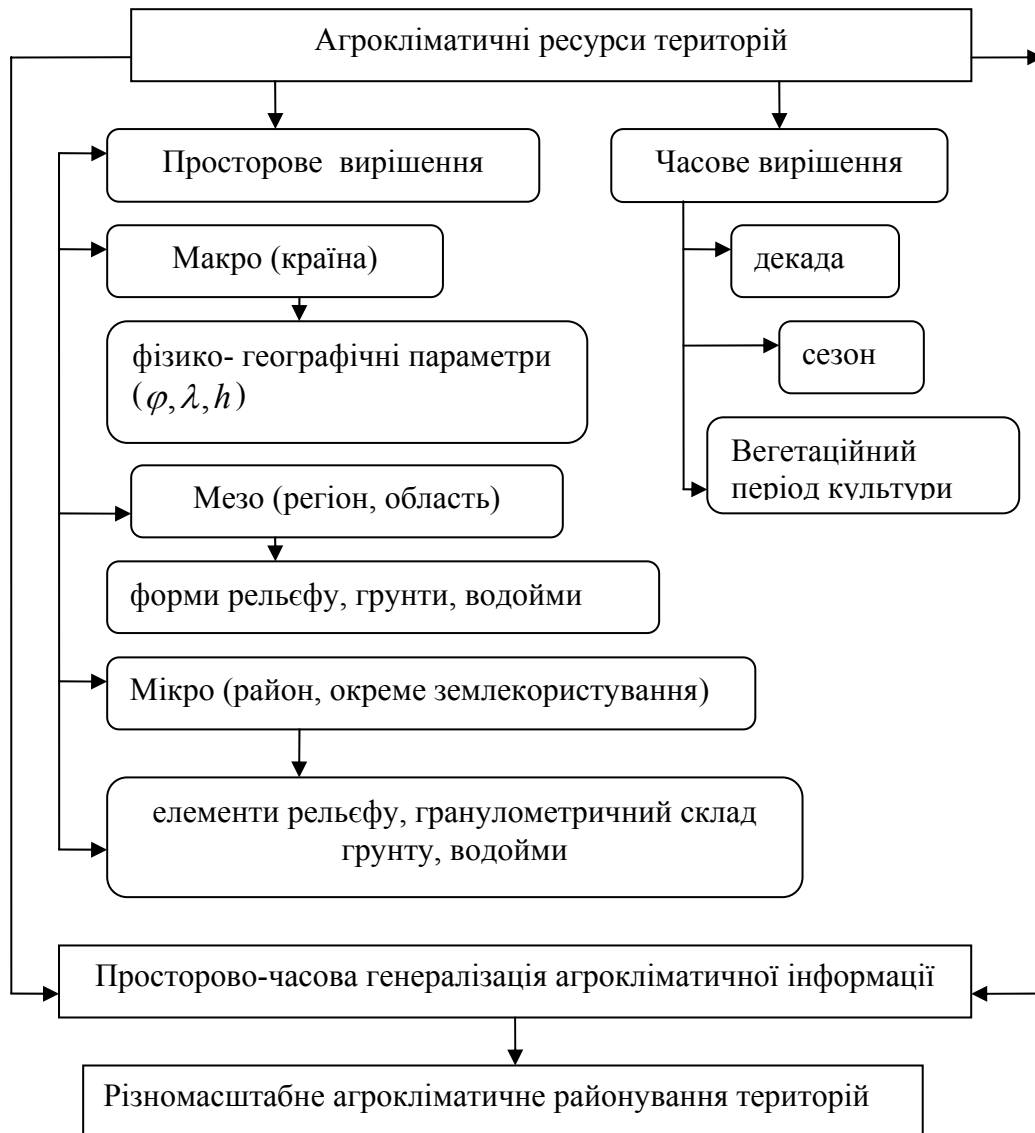


Рис.1 - Алгоритм різномасштабного агрокліматичного районування територій

з метою збереження послідовності, пропонується використання традиційних показників, які характеризують світлові і теплові ресурси, ресурси вологи, а також умови заморозко- і морозонебезпечності та посушливості. При спеціалізованому агрокліматичному районуванні необхідно використовувати показники, які адекватно відбивають вплив умов середовища на конкретну культуру, або в повній мірі характеризують просторово-часову структуру конкретних складових агрокліматичних ресурсів. При цьому, як за загального, так і спеціалізованого підходів, треба зважати на наступні етапи районування, які здійснюватимуться з врахуванням мезо- та мікроклімату. Тобто важливим кроком є вибір показників, які здатні в повній мірі характеризувати ресурси територій з врахуванням фактичного комплексу умов підстильної поверхні, різномасштабних циркуляційних процесів і вимог сільськогосподарських культур до середовища.

Реалізація методу різномасштабного тематичного і комплексного агрокліматичного районування здійснена на прикладі території України [16-24].

Розглянемо фрагмент досліджень у цьому напрямку на прикладі агрокліматичного районування країни за умовами заморозконебезпечності. Насамперед треба відзначити, що умови заморозконебезпечності відносяться до лімітуючих агрокліматичних факторів, які здатні, незважаючи на цілком сприятливі ресурси світла, тепла і вологи, завдавати значної шкоди сільськогосподарським культурам і тому їх оцінка має велике значення для галузі. Усі показники заморозконебезпечності відрізняються значною просторово-часовою мінливістю, яка зумовлена як загальногеографічними, так і геоморфологічними чинниками.

В Україні весняні заморозки спостерігаються з 19 березня до 14 червня, а восени – з 31 серпня до 30 грудня. В середньому багаторічному, вони відзначаються з кінця березня до другої декади травня і з третьої декади вересня до другої декади листопада. Тривалість беззаморозкового періоду, в середньому багаторічному, коливається в межах 123-255 діб, а в окремі роки (менше 10% імовірності) – в межах 98-312 діб. Таким чином діапазон мінливості тривалості беззаморозкового періоду на території України за даними репрезентативних станцій складає більше 60 діб, дат припинення весняних і настання осінніх заморозків – відповідно у повітрі 25 і 50 діб, а на поверхні ґрунту – 25 і 40 діб. Саме за тривалістю беззаморозкового періоду, як основного показника заморозконебезпечності, виконано дрібномасштабне агрокліматичне районування країни і виділено 8 макрорайонів з кроком 10 діб (рис.2). Карта фонового агрокліматичного районування України за заморозконебезпечністю, при складанні якої враховано вплив загальногеографічних чинників і великомасштабних циркуляційних процесів, складена у масштабі 1:1500000. В легенді до карти (табл.1) для кожного макрорайону надається інформація про заморозконебезпечність за такими показниками, як тривалість беззаморозкового періоду, дати весняних і осінніх заморозків у повітрі (на висоті психрометричної будки) і на поверхні ґрунту (оголеного). Перший і восьмий макрорайони охоплюють Українські Карпати і Крим, агрокліматична оцінка умов заморозконебезпечності яких повинна виконуватися з врахуванням висоти та орієнтації гірської системи.

Перехід від дрібномасштабного до середньо- і великомасштабного агрокліматичного районування України за умовами заморозконебезпечності з врахуванням мезо- і мікроклімату здійснюється на прикладі території Одеської області. Дана територія, за дрібномасштабним агрокліматичним районуванням України за заморозконебезпечністю, входить в п'ятий – сьомий макрорайони. Тривалість беззаморозкового періоду тут становить 171-200 діб, припинення весняних заморозків у повітрі і на поверхні ґрунту відзначається відповідно 10-20 і 20-30 квітня, а дати перших осінніх заморозків – 10 жовтня-10 листопада і 1-30 жовтня. Формування мезо- і мікрокліматичної різниці умов заморозконебезпечності зумовлене термодинамічним механізмом при мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесах, пов'язаних з наявністю неоднорідної підстильної поверхні, насамперед вертикальним розчленуванням рельєфу. Згідно із геоморфологічним районуванням України [7] на цій території глибина вертикального розчленування рельєфу змінюється від 10 до 100 м, поширені значні рівнинні ділянки, вододільні поверхні і плато, схили різної експозиції і крутизни, дно широких і вузьких долин, заплави. Найбільш значний просторовий перерозподіл термічного режиму, який зумовлює формування умов заморозконебезпечності в весняний і осінній періоди, визначається саме впливом глибини вертикального розчленування рельєфу. Тому за цим показником й виділяються мезорайони.

Подальша деталізація величин показників заморозконебезпечності виконується в залежності від місцеположення на схилі – верхній, середній або нижній частинах. В табл.2 представлено результати розрахунку умов заморозконебезпечності за основним

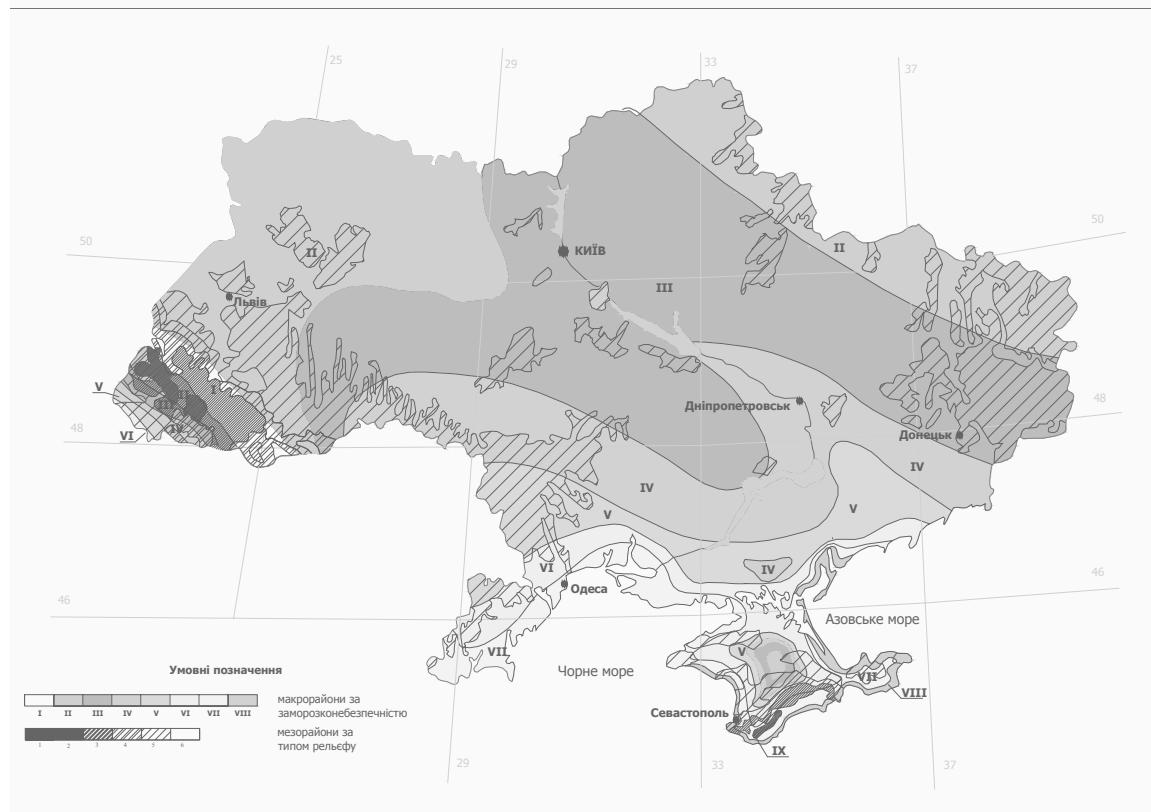


Рис.2 - Карта агрокліматичного районування України за заморозконебезпечністю (легенда до карти в табл.1)

Таблиця 1-Дрібномасштабне агрокліматичне районування України за заморозконебезпечністю

Макрорайони	№б / n , діб	Дати заморозків			
		весняних ( Дев )		осінніх ( Дов )	
		у повітрі	на поверхні ґрунту	у повітрі	на поверхні ґрунту
II. Найбільшої заморозконебезпечності	≤ 150	пізніше 30.04	пізніше 10.05	раніше 20.09	раніше 10.09
III. Підвищеної заморозконебезпечності	151-160	25 - 30.04	5 – 10.05	20 - 30.09	10 – 20.09
IV. Заморозконебезпечні	161-170	20 - 25.04	1 – 5.05	1 –10.10	20 - 30.09
V. Відносної заморозконебезпечності	171-180	15-20.04	26-30.04	10 – 20.10	1- 10.10
VI. Зниженої заморозконебезпечності	181-190	10 – 15.04	20-25.04	20 – 30.10	10 – 20.10
VII. Найменшої заморозконебезпечності	>190-200	раніше 10.04	Раніше 20.04	1-10.11 та пізніше	20-30.10 та пізніше

Примітка. Перший і восьмий макрорайони – територія Українських Карпат і Крим

показником – тривалістю беззаморозкового періоду. Так, наприклад, тільки в межах шостого макрорайону виділено два мезорайони: слабкопагорбкуватого з глибиною вертикального розчленування рельєфу менше 60 м і пагорбкуватого - 60-100 м. В кожному із мезорайонів виділяються мікрорайони в залежності від форми рельєфу і місцеположення на схилі. Таким чином, в межах одного макрорайону виділено два мезорайони і по 5 мікрорайонів – усього, з врахуванням вирівняних земель, 11 мікрорайонів. В межах першого мезорайону тривалість беззаморозкового періоду в залежності від місцеположення ділянки може змінюватися від 170 до 195 діб, а другого мезорайону – від менше 170 до більше 200 діб. Тобто в межах одного макрорайону діапазон мінливості тривалості беззаморозкового періоду складає 25-30 діб.

Таблиця 2 - Мезо- і мікрокліматичне районування шостого макрорайону України за умовами заморозконебезпечності (тривалість беззаморозкового періоду, доба)

Макро-район	Рівнина	Мезо-район, ΔН, м)	Вододільна поверхня	Частина схилу			Дно долин
				верхня	середня	нижня	
6	181-190	<60	186-195	186-195	181-190	176-185	170-180
		60-100	>200	191-200	181-190	170-180	<170

На рис.3 представлено великомасштабну (1:10000) мікрокліматичну карту агрокліматичного районування території окремого господарства в межах шостого макрорайону, на якій показано виділені в межах першого мезорайону мікрорайони за умовами заморозконебезпечності. Складена мікрокліматична карта дозволяє ідентифікувати конкретний мікрорайон на місцевості. Точність виділення мікрорайонів складає 10 м., що значно перевищує точність розроблених раніше карт.

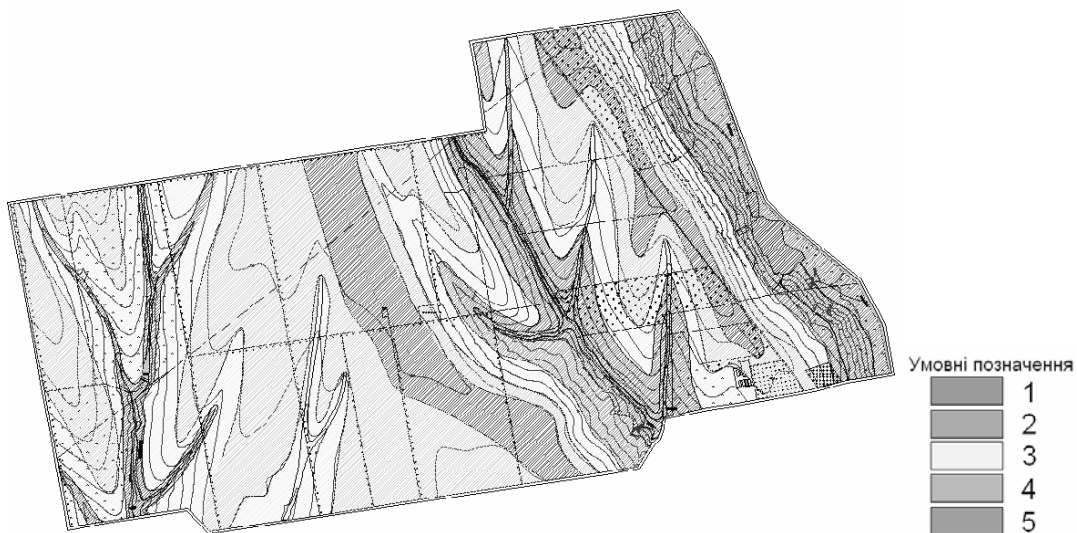


Рис.3 - Карта великомасштабного агрокліматичного районування території окремого господарства за умовами заморозконебезпечності з врахуванням мезо- і мікроклімату (М 1:10000) на ділянці макрорайону VI

### Висновки

Наведене в роботі методологічне обґрунтування методів різномасштабного агрокліматичного районування територій і представлені результати його реалізації на прикладі території України є продовженням напрямку агрокліматичних досліджень і

можуть з високим ступенем детальності і точності характеризувати імовірність пошкодження сільськогосподарських культур заморозками.

### Список літератури

1. *Агроклиматические ресурсы* и микроклимат Молдавии // Под ред. З.А. Мищенко. – Кишинев: Штиинца, 1988. – 161 с.
2. *Агроклиматические ресурсы* природных зон СССР и их использование. // Под ред. Ф.Ф. Давитая, И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 160 с.
3. *Агроклиматические ресурсы* территории социалистических стран Европы. – София: Изд. Болгарской АН, 1971. – 33 с.
4. *Агроклиматический атлас* Украинской ССР // Под ред. С.А.Сапожниковой. – К.: Урожай, 1964. – 36 с.
5. *Агроклиматическое районирование* пяти основных сельскохозяйственных культур на территории социалистических стран Европы. – София: БАМ, 1979. – 123 с. - 14 карт.
6. *Агроклиматический атлас* мира. – М. - Л.: ГУГК. Гидрометеиздат, 1972. – 186 с.
7. *Атлас природных условий* и естественных ресурсов в Украинской ССР. – М.: ГУГК, 1978. – 183 с.
8. *Вопросы агроклиматического районирования* СССР // Под. ред. Г.Т. Селянинова, Ф.Ф. Давитая. – М.: Гидрометеиздат, 1958. – 172 с.
9. *Гольцберг И.А.*, Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 196 с.
10. *Гольцберг И.А.* Агроклиматическое районирование территории административных областей / И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – С. 52-79.
11. *Давитая Ф.Ф.* Климатические зоны винограда в СССР. –М.: Пищепромиздат, 1948. – 192 с.
12. *Кельчевская Л.С.* Влажность почв Европейской части СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 183 с.
13. *Колосков П.И.* Климатический фактор сельского хозяйства и агроклиматическое районирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 328 с.
14. *Климатическое районирование* СССР для сельскохозяйственных целей. // Памяти академика Л.С. Берга. – М.: Изд. МСХ СССР, 1955. – С.187-225.
15. *Ляшенко Г.В.* Агроклиматическое районирование административного района с учетом микроклимата (на примере Суворовского района Молдовы): автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геогр. наук: 11.00.09 «Метеорология, климатология, агрометеорология». – Одесса, 1991. – 28 с.
16. *Ляшенко Г.В.* Комплексне агрокліматичне районування територій із застосуванням ГІС-технологій / 3'їзд географічної спілки України. – Чернівці, 2004. – С.298-299.
17. *Ляшенко Г.В.* Комплексное агроклиматическое районирование Украины по радиационно-тепловым ресурсам / Метеорология, климатология і гідрологія. – Одесса, 2004. - № 48. - С. 219-225.
18. *Ляшенко Г.В.* Агроклиматическое районирование Украины по условиям увлажнения / Метеорология, климатология і гідрологія. – Одесса, 2005. - № 49. – С. 274-284.
19. *Ляшенко Г.В.* Агрокліматичне районування заморозконебезпечності на Україні з урахуванням мікроклімату / Матеріали науково-технічної конференції наукових та науково-педагогічних працівників ОДЕКУ. – Одеса, 2005. – С.133-134.
20. *Ляшенко Г.В.* Агрокліматичне районування України за умовами заморозконебезпечності з урахуванням мезо- і мікроклімату / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2005. - № 61. – С. 15-18.

21. Ляшенко Г.В. Агрокліматичне районування України за тепловими ресурсами дня та ночі з урахуванням мезо- і мікроклімату / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2005. - № 65. - С.16-21.
22. Ляшенко Г.В. Методологические аспекты применения ГИС-технологий при агроклиматическом районировании территорий / Культура народів Причорномор'я. – Сімферополь, 2007. - № 104. – С. 128-132.
23. Ляшенко Г.В. Комплексное разномасштабное районирование Украины /Метеорологія, кліматологія і гідрологія: міжвідомчий науковий збірник України. – Одеса: КНТ, 2008. - № 50. - С.336-341.
24. Ляшенко Г.В. Агроклиматическое районирование Украины /Украинский гидрометеорологический журнал. – Одесса: Экология, 2008. - № 3. – С.98-108.
25. Микроклимат СССР //Под ред. И.А. Гольцберг. –Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 286 с.
26. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры // Под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 250 с.
27. Мищенко З.А. Биоклимат дня и ночи. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 280 с.
28. Мищенко З.А., Ляшенко Г.В. Крупномасштабное картографирование микроклимата по условиям заморозко – и морозоопасности / Изд. АН МССР. Серия биол. и хим. наук. – Кишинев: Штиинца, 1990. - № 3. – С. 60-72.
29. Мищенко З.А. Развитие методов разномасштабного агроклиматического районирования территорий с учетом микроклимата / Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002: матер. міжн. конф. – Одеса: ОДЕКУ, 2002. – С.256-263.
30. Селянинов Г.Т. Климатическое районирование СССР для сельскохозяйственных целей / Памяти академика Л.С. Берга. – М.-Л.: Гидрометеиздат, 1955. – С.187-225.
31. Селянинов Г.Т. Принципы агроклиматического районирования СССР // Вопросы агроклиматического районирования СССР. – М.: МСХ СССР, 1958. – С. 7-14.
32. Чирков Ю.И. Агрометеорологические условия и продуктивность кукурузы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 251 с.
33. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247с.

**Методологические основы разномасштабного агроклиматического районирования территорий. Г.В.Ляшенко.**

*Выполнен анализ существующих подходов к агроклиматическому районированию территорий. Описаны методологические основы разномасштабного агроклиматического районирования, которые базируются на использовании новых показателей, методики уплотнения агроклиматической информации и средне- и крупномасштабного районирования территорий с учетом неоднородностей подстилающей поверхности. Представлены результаты реализации предложенного метода на примере территории Украины.*

**Ключевые слова:** агроклиматические ресурсы, картографирование, подстилающая поверхность, масштаб карт, макро-, мезо- и микроклиматическое районирование.

**Methodological approaches for differently scaled agroclimatic zoning of territories. G.Lyaschenko**

*It was done the analysis of existing approaches to agro-climatic zoning of territories. The y were discribed the methodological approaches to agro-climatic zoning, wich used new indicator, the methods of agroclimatic inbormation contraction and methods of medium and large-scale zoning, included inhomogeneity of underlying surface. The results of implementation of these approaches to the case of Ukraine were presented.*

**Key words:** agroclimatic resources, cartography, underlying surface, scale, large-, medium- and microclimatic zoning.

УДК 561.465.(262.5)

Михайлова Э.Н., к.ф.м.н., Полонский А.Б., чл-корр. НАН Украины,  
Шокурова И.Г., к.г.н.  
Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

### О СВЯЗИ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ В ЧЕРНОМ МОРЕ С ЗАВИХРЕННОСТЬЮ ПОЛЯ ВЕТРА

*На основе адаптационных расчетов в рамках трехмерной численной модели с высоким пространственным разрешением и данных атмосферного реанализа исследуется связь межгодовой-десятилетней изменчивости крупномасштабной циркуляции в Черном море с завихренностью поля ветра. Анализируются адаптационные расчеты для октября-ноября и февраля-марта двух типов. Первая серия численных экспериментов проводится на основе адаптации архивных данных наблюдений по температуре и солености за 30 лет и осредненному за десятилетние периоды полю ветру. Вторая серия расчетов проводится по данным, объединенным в группы для лет с высокими и низкими значениями завихренности поля ветра. Показано, что на межгодовом масштабе интенсивность крупномасштабной циркуляции в Черном море тесно связано с изменчивостью средней завихренности поля ветра над акваторией моря. На десятилетнем масштабе такая связь не выявлена. Вместе с тем увеличение площади с преобладающей циклонической завихренностью поля ветра десятилетнего масштаба сопровождается усилением средних течений.*

**Ключевые слова:** Черное море, изменчивость интенсивности циркуляции, завихренность поля ветра, преобладающее направление ветра.

**Введение.** Известно, что одной из основных причин временной изменчивости циркуляции в Черном море является изменение завихренности касательного напряжения ветра [1-3]. Это особенно хорошо проявляется во внутригодовой изменчивости крупномасштабной циркуляции в Черном море, которая имеет хорошо выраженный годовой ход [2,3]. Интенсификация крупномасштабной циркуляции начинается в октябре как отклик на сезонное усиление завихренности поля ветра над Черным морем. Максимальная интенсивность течений отмечается в марте-апреле, т.е., со сдвигом в один-два месяца после достижения максимума величины завихренности поля ветра, отмечаемого в феврале [2-4]. Затем происходит ослабление течений.

В настоящее время в ряде работ выполнены оценки более низкочастотной (межгодовой-десятилетней) изменчивости циркуляции вод в Черном море. В работе [5] на основе численного моделирования с использованием ассимиляции натуральных данных выполнен реанализ гидродинамических полей в Черном море для периода 1971- 2000 гг. Авторами выделена положительная тенденция в изменчивости интенсивности циркуляции вод, которая связывается с увеличением завихренности касательного напряжения трения ветра для этих лет. При этом использовались данные европейского реанализа (ERA-40) за 1958–2002 гг. с пространственным разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$ .

В работах [6,7] проведены динамические расчеты десятилетних полей течений по архивным гидрологическим данным за февраль и август для периода 1951-1995 гг. Для февраля получено долговременное увеличение средней по морю кинетической энергии (КЭ). При этом наиболее заметное усиление течений отмечалось в юго-западной части моря. Вместе с тем, в юго-восточной части моря, наоборот, выделялся отрицательный тренд во временном ходе КЭ. Долговременное уменьшение интенсивности течений в юго-восточной части Черного моря связывалось с особенностями пространственно-

временной структуры поля ветра, проявляющимися, в частности, в ослаблении завихренности ветра в этом районе. При этом использовались данные реанализов ERA-40 за 1958–2002 гг. (с пространственным разрешением  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ) и NCEP/NCAR за 1948–2008 гг. (с пространственным разрешением  $1,905^\circ \times 1,875^\circ$ ). Отмечалось, что на десятилетнем масштабе однозначной связи интенсивности течений со средней по акватории величиной завихренности ветра не обнаруживается. Это может быть связано с тем, что накопление доступной потенциальной энергии в области пикноклина происходит в течение всего осенне-зимнего сезона, причем термохалинные факторы играют более существенную роль в изменчивости интенсивности циркуляции десятилетнего масштаба по сравнению с межгодовыми ее вариациями.

Целью данной работы является анализ зависимости интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море от завихренности поля ветра над акваторией моря. Адаптационные расчеты течений проводились на основе трехмерной гидродинамической модели с высоким пространственным разрешением с использованием в качестве исходных данных гидрологических полей, восстановленных в узлах регулярной сетки по данным измерений в зимние (февраль-март) и осенние (октябрь-ноябрь) месяцы. Вычислялись осредненные за десятилетние периоды (1960-е, 1970-е и 1980-е гг.) поля скоростей течений и циркуляционные характеристики по данным измерений температуры и солёности, сгруппированным отдельно для лет с высокими и с низкими значениями завихренности напряжения трения ветра в период с середины 1950-х по середину 1990-х гг.. Проанализирована пространственно-временная изменчивость поля скорости и кинетической энергии течений в зависимости от величины завихренности ветра.

**Модель.** Для проведения расчетов используется трехмерная численная модель на основе «примитивных» уравнений гидротермодинамики с высоким пространственным разрешением [8]. В модели рассчитывается топография уровня поверхности моря. Исходная система дифференциальных уравнений аппроксимируется разностными аналогами на основе консервативной схемы (бокс-метод) с использованием дозированной схемной диффузии при расчете температуры и солёности. Схема двухслойная по времени, неявная при аппроксимации вертикальной диффузии, вязкости, адвекции, придонного трения и ускорения Кориолиса. Разностная сетка неравномерная и сдвинута как по горизонтали (сетка  $B$ ), так и по вертикали.

Рельеф дна аппроксимируется максимально приближенным к реальному, а именно: предполагается, что толщина нижнего придонного бокса является переменной величиной и определяется как разность между реальной глубиной моря и глубиной нижней границы предпоследнего бокса.

На поверхности моря задается тангенциальное напряжение ветра. На дне принимаются условия обтекания с трением. На боковых твердых границах задаются условия прилипания для горизонтальных компонент скорости течения и дополнительные условия, связанные с введением бигармонического оператора для диссипации. Потоки тепла и соли на всех границах полагаются равными нулю, так как проводятся адаптационные расчеты на небольшой период (до 20 суток) с использованием реальных гидрологических данных. Анализируются результирующие поля температуры, солёности и течения после окончания процедуры адаптации без обсуждения перестройки этих полей в процессе расчетов.

Сетка модели представляет собой боксы, размеры которых составляют  $2,5'$  вдоль параллели ( $3,36$  км) и  $1,25'$  вдоль меридиана ( $2,31$  км). По вертикали она включает 26 базовых горизонтов:  $0,5$ ,  $1,5$ ,  $6,5$ ,  $11,5$ ,  $16,5$ ,  $21,5$ ,  $31,5$ ,  $41,5$ ,  $66,5$ ,  $91,5$ ,  $116,5$ ,  $141,5$ ,  $178,5$ ,  $221,5$ ,  $268,5$ ,  $321,5$ ,  $418,5$ ,  $521,5$ ,  $678,5$ ,  $851,5$ ,  $1076,5$ ,  $1301,5$ ,  $1526,5$ ,  $1751,5$  м, на которых вычисляются горизонтальные составляющие скорости течения, температура и



соленость. Вертикальные составляющие скорости течения рассчитываются на поверхности, дне моря и на горизонтах, расположенных посередине между основными горизонтами.

Коэффициент вертикальной вязкости  $A$  берется зависящим от глубины моря  $H(x,y)$ :  $A = A_0 \min(1, H/H_0)$ , где  $A_0 = 100 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $H_0 = 50 \text{ м}$ . Коэффициент горизонтальной вязкости  $A_L = 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ , коэффициенты вертикальной и горизонтальной диффузии  $\mu_z = 5 \cdot 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\mu_L = 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$  соответственно. При расчете горизонтальных адвективных составляющих используется полная схемная вязкость и диффузия.

Расчеты проводятся методом Сармиенто-Брайена [9], который позволяет проводить расчеты на достаточно длительные сроки, не давая при этом гидрологическим полям заметно отклоняться от данных, используемых в качестве начальных. Расчетный период составляет около 20 суток, шаг по времени – 7,5 мин.

**Усваемые гидрологические данные.** В качестве начальных данных для адаптационных расчетов использовались поля температуры и солености, восстановленные в узлах регулярной сетки по данным гидрологических измерений в Черном море из банка данных МГИ НАН Украины [10]. Поля вычислялись методом оптимальной интерполяции на стандартных горизонтах (как наиболее обеспеченных данными), сглаживались и затем интерполировались на горизонты модели. Так как глубоководные слои моря недостаточно обеспечены данными, то, начиная с горизонта 1200 м и глубже, использовались однородные поля, определяемыми по осредненным профилям.

**Атмосферные данные.** Используются данные о поле ветра на высоте 10 м над уровнем моря реанализа NCEP/NCAR (1948–2008 гг., с пространственным разрешением  $1.905^\circ \times 1.875^\circ$ ) с интервалом 6 часов [11]. По ним производятся следующие расчеты.

Во-первых, рассчитываются поля касательного напряжения трения ветра, применяемых в качестве граничных условий на поверхности моря. Они рассчитываются для каждого срока в каждой точке сетки по аэродинамической формуле  $\vec{\tau} = \rho_a C_d \vec{V}^2$  ( $\text{Н}/\text{м}^2$ ), где  $\rho_a$  – плотность воздуха ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ),  $C_d$  – коэффициент сопротивления морской поверхности (безразмерная величина),  $\vec{V}$  – скорость ветра на высоте 10 метров над уровнем моря ( $\text{м}/\text{с}$ ). Расчет коэффициента  $C_d$  производится по эмпирическим формулам из [12,13] с учетом зависимости от скорости ветра.

Поля касательного напряжения ветра осредняются за десятилетия или для лет, соответствующие интенсивной и слабой завихренности, и интерполируются на сетку модели. Рассчитанные таким образом поля используются в качестве граничных условий на поверхности моря. Подключение ветра производится с первого шага по времени.

Во-вторых, на основе указанных атмосферных данных проводится анализ пространственно-временной изменчивости завихренности напряжения ветра над морем. Завихренность вычисляется на сетке  $1.905^\circ \times 1.875^\circ$ , но в узлах, являющихся центрами квадратов, в вершинах которых расположены вычисленные значения напряжения трения ветра. Это позволяет избежать излишнего сглаживания поля завихренности. Средние по акватории моря значения завихренности касательного напряжения трения ветра вычисляются после проведения интерполяции осредненного за определенный временной интервал поля на более мелкую сетку. Отметим, что в атмосфере вертикальная ось считается направленной вверх. Поэтому положительные значения соответствуют циклонической завихренности поля ветра.

И, в-третьих, по данным реанализа в серии расчетов течений для лет с высокой и низкой завихренностью поля ветра выявляется преобладающее направление ветра в эти

годы. Первоначально по всему ряду данных для каждого срока вычисляется средняя по акватории скорость ветра, а направление вектора скорости привязывается к одному из восьми основных румбов (север, северо-восток, восток и т.д.). Определение доминирующего направления за определенный временной интервал (например, месяц) проводится путем суммирования ситуаций каждого из восьми направлений и выбора наиболее повторяемого направления.

**Результаты. Десятилетняя изменчивость циркуляции вод Черного моря.** Основной элемент крупномасштабной циркуляции в Черном море - Основное черноморское течение (ОЧТ). Оно представляет собой циклонический кольцевой поток, в основном концентрирующийся вдоль кромки шельфа. ОЧТ формирует два крупномасштабных циклонических круговорота в восточной и западной частях моря. Положение, размеры и интенсивность этих круговоротов претерпевают изменения в течение года, от одного года и десятилетия к другому. В центральных частях круговоротов скорости течений малы, поэтому вариации величины средней по акватории моря КЭ, особенно в зимний период, в основном отражают изменения скорости ОЧТ. Осенью значимый вклад в среднее значение КЭ могут вносить и достаточно интенсивные течения в квазистационарном антициклоническом вихре – Батумском антициклоне.

Для обоих сезонов нами получено увеличение КЭ поверхностных течений от 1960-х к 1980-м гг. Оно составляет около 17% для октября-ноября и около 20% для февраля-марта. В основном это увеличение происходит в 1980-е гг. От 1960-х к 1970-м годам увеличение кинетической энергии незначительное (Табл. 1).

В осенние месяцы ОЧТ представляет собой единый кольцевой поток с более интенсивной северной ветвью. Отметим, что у восточного побережья в 1970-е гг. в пространственной структуре поля течения выделяются перманентные вихревые образования. В 1980-е гг. южная ветвь ОЧТ усиливается по сравнению с предыдущими десятилетиями (рис. 1,б).

В зимние месяцы крупномасштабная пространственная структура ОЧТ более четко выражена, а его интенсивность выше по сравнению с осенними месяцами (рис. 2,б). От осени к зиме кинетическая энергия течений увеличивается примерно в 1,5 раза для всех десятилетий (табл. 1).

Таблица 1. Средние по акватории завихренность касательного напряжения ветра, КЭ течений и соленость на горизонтах 0,5м и 91,5м

Месяцы	$(rot_z \tau)_{cp}$ ( $\times 10^{-7}$ Н/м <sup>3</sup> )	КЭ (см <sup>2</sup> с <sup>-2</sup> )		Соленость (‰)	
		0,5 м	91,5 м	0,5 м	91,5 м
Октябрь-ноябрь					
1960-е гг.	0,16	30	16	17,91	19,67
1970-е гг.	0,16	32	21	18,00	19,74
1980-е гг.	0,27	35	19	17,88	19,93
Февраль-март					
1960-е гг.	0,50	47	28	18,16	19,64
1970-е гг.	0,65	48	29	18,22	19,74
1980-е гг.	0,50	55	34	18,06	19,82

Максимальные значения средней по акватории величины завихренности отмечались в 1970-е гг. в феврале-марте. В октябре-ноябре средняя завихренность была максимальна в 1980-е гг. При этом наибольшие величины не осредненного по

пространству  $rot_{\vec{t}}$  отмечались в восточной части акватории в 1960-е годы. Распределение  $rot_{\vec{t}}$  по акватории вообще характеризуется более высокими положительными его значениями в восточной части моря для всех десятилетий. Для западной части моря более характерна антициклоническая завихренность ветра. В осенние месяцы 1960-х и 1970-х гг. область с циклонической завихренностью поля ветра отмечается только в восточной части моря (рис. 1). Но в 1980-е гг. в оба анализируемых сезона область с циклонической завихренностью захватывает и большую часть западной половины моря. Это может служить объяснением максимальной средней завихренности поля ветра над Черным морем и высокой интенсивности течений в этот период (рис.1, 2).

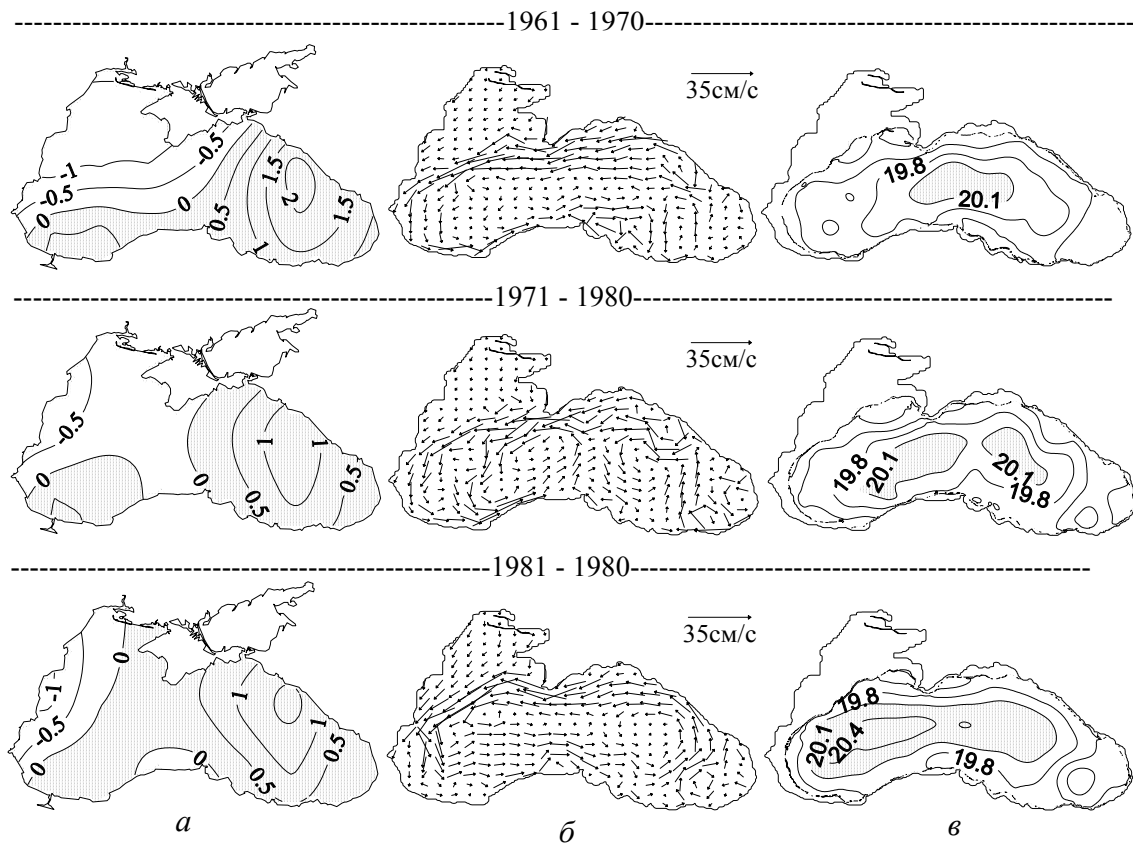


Рис. 1 Поля завихренности касательного напряжения трения ветра ( $\text{Нм}^{-2} \times 10^{-7}$ ) (а), скоростей течений на поверхности моря (0,5 м) (б), поля солёности в пикноклине (горизонт 92,5 м) (в), по данным октября-ноября для 1961-1970 (верхний ряд), 1971-1980 (средний ряд) и 1981-1990 гг. (нижний ряд).

Пространственная структура поля течений в глубоководной части моря и солёность пикноклина согласуются между собой вследствие геострофичности крупномасштабных течений (известно, что основной вклад в изменения плотности в Черном море вносит солёность, [1,3]). В период 1981 – 1990 гг., характеризующийся более высокими скоростями течений отмечаются и более высокие значения солёности в центрах восточного и западного циклонических круговоротов по сравнению с двумя предыдущими десятилетиями.

Прямая связь интенсивности средней по морю циркуляции со средней величиной завихренности ветра над морем для выделенных месяцев на десятилетних временных масштабах отсутствует (табл. 1). Однако при анализе пространственно-временной

изменчивости поля  $rot_z \bar{\tau}$  над Черным морем и поля течений для отдельных районов прямая зависимость между ними была обнаружена в [6]. Это подтверждается и нашими результатами. Причем, в соответствие с адаптационными расчетами, увеличение площади с преобладающей циклонической завихренностью поля ветра над акваторией моря сопровождается и усилением средних течений. Кроме этого необходимо отметить наличие положительного тренда в среднегодовой величине завихренности касательного напряжения трения ветра во временном ряду с 1948 по 2008 гг. (рис. 3).

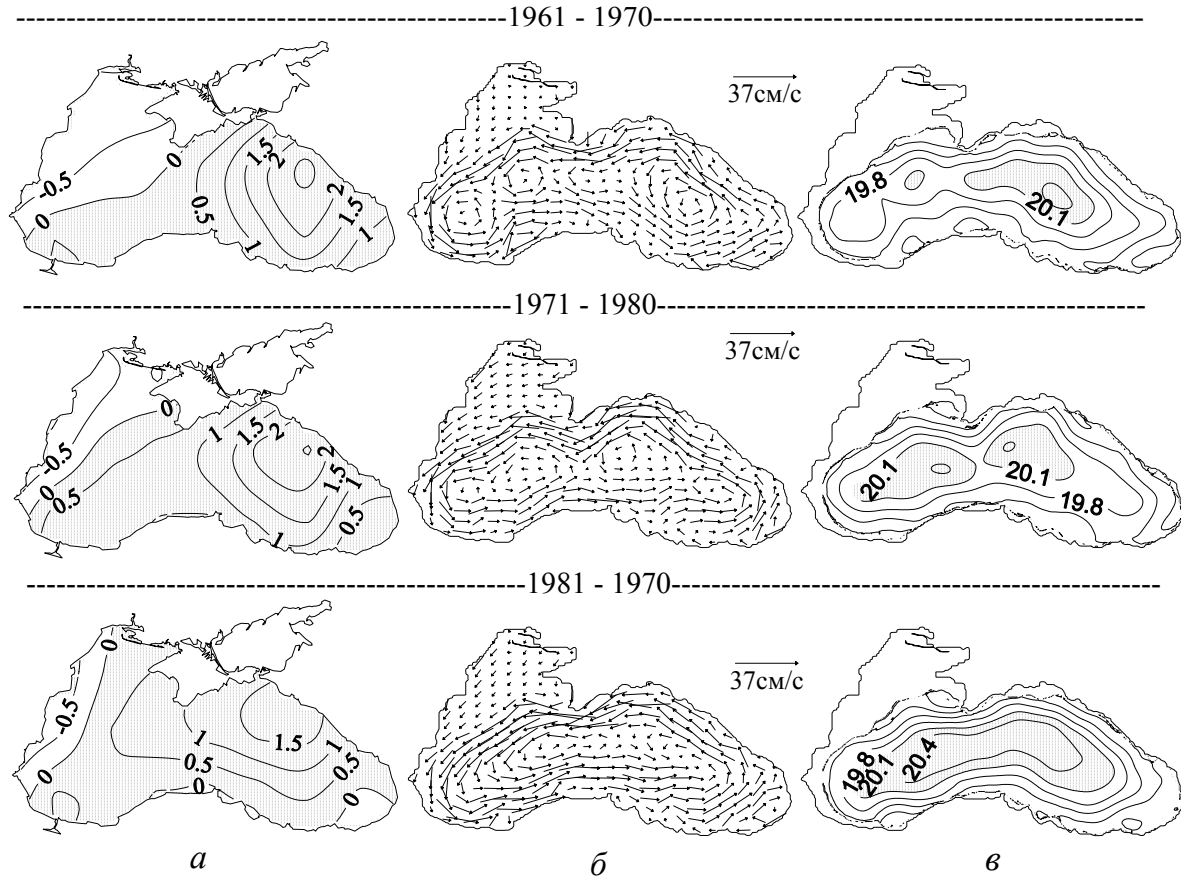


Рис. 2. То же, что на рис.1 по данным для февраля-марта

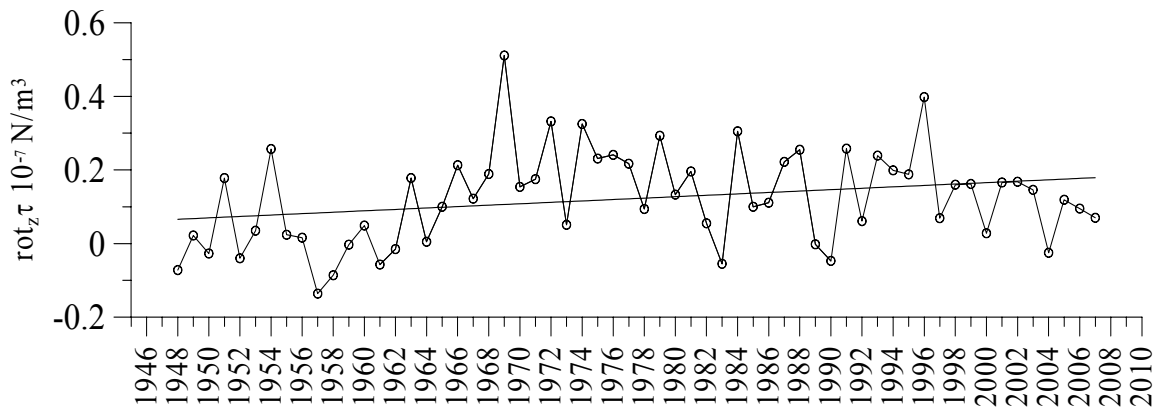


Рис. 3. Межгодовая изменчивость среднегодовой завихренности напряжения трения ветра ( $\times 10^{-7} \text{Нм}^{-2}$ )

**Межгодовая изменчивость циркуляции вод Черного моря.** Для анализа связи интенсивности циркуляции и завихренности поля ветра на межгодовых временных масштабах были проведены численные эксперименты с расчетами на основе композитных групп. Выбирались годы с высокими и низкими значениями завихренности касательного напряжения трения ветра (рис. 4). Для октября-ноября в качестве верхнего и нижнего пределов использовались величины  $0,25 \times 10^{-7} \text{ Н/м}^3$  и  $0,15 \times 10^{-7} \text{ Н/м}^3$ , для февраля-марта – величины  $0,5 \times 10^{-7} \text{ Н/м}^3$  и  $0,3 \times 10^{-7} \text{ Н/м}^3$ . Границы выбирались относительно среднего значения с учетом дисперсии  $rot_z \bar{\tau}$ , которая выше для зимнего сезона. В соответствии с этими условиями гидрологические данные объединялись в группы для лет с высокими и низкими значениями завихренности поля ветра. На основе этих групп проводились адаптационные расчеты течений.

Предварительный анализ данных по завихренности поля ветра и преобладающим направлениям ветра показал, что высокие значения завихренности отмечаются при северных, северо-восточных и восточных ветрах с максимальными значениями при северо-восточных ветрах. Низкие значения завихренности – при северо-западных, западных и юго-западных ветрах с минимумом при западных ветрах (рис.4). Этот результат важен для интерпретации динамического отклика поля течений на изменяющиеся ветровые условия.

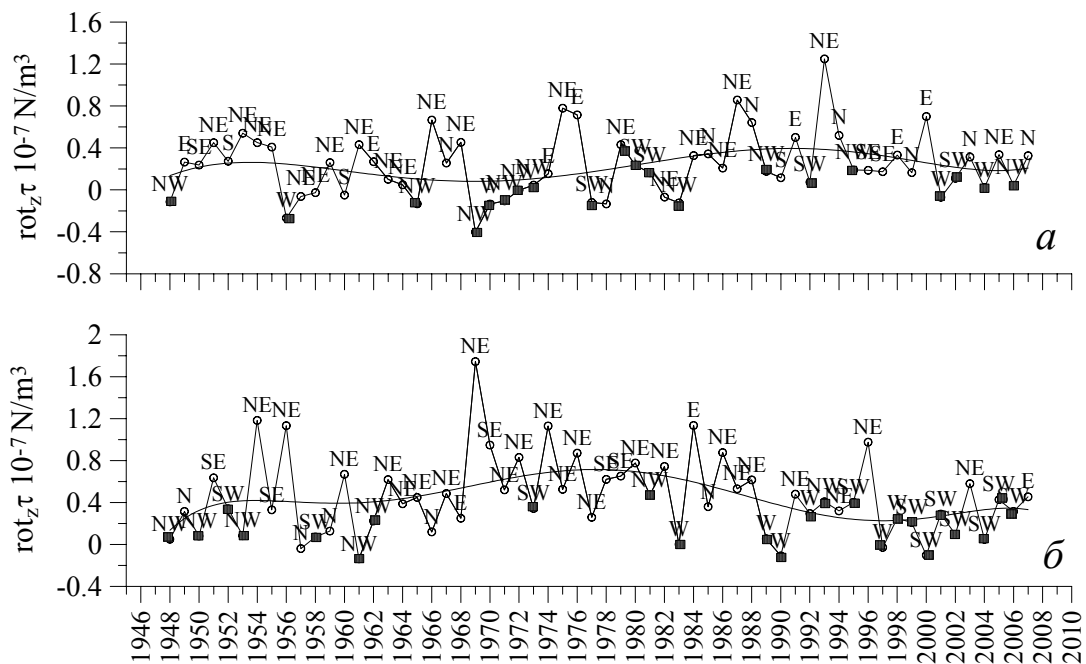


Рис. 4. Межгодовая изменчивость завихренности напряжения трения ветра ( $\times 10^{-7} \text{ Нм}^{-2}$ ) для октября-ноября (а) и февраля-марта (б). (■ – завихренность при ветрах с западной составляющей)

И в октябре-ноябре, и в феврале-марте усиление циркуляции происходит в годы с высокими значениями а ослабление – в годы с низкими значениями завихренности поля ветра, осредненной по акватории моря (Таблица 2). Кинетическая энергия поверхностных течений в среднем по морю в годы с высокими значениями завихренности поля ветра почти вдвое выше, чем в годы с низкими ее значениями. В пикноклине также наблюдается соответствующая тенденция, но разница КЭ в годы с более и менее интенсивной завихренностью существенно меньше. В силу

геострофичности течений, высокие значения завихренности поля ветра при восточных ветрах приводят к увеличению солености и в поверхностном слое и в пикноклине (Таблица 2). Отметим, что из-за запаздывания геострофической циркуляции относительно управляющего ветрового воздействия соленость и интенсивность геострофических течений в пикноклине увеличиваются асинхронно с  $rot_z \vec{\tau}$ . Поэтому максимальный эффект усиления  $rot_z \vec{\tau}$  в пикноклине должен наблюдаться с запаздыванием около одного-двух месяцев.

Структура поверхностных течений существенно различается для лет с более интенсивной и менее интенсивной циркуляцией (рис. 5, 6). Так как наиболее высокие значения завихренности поля ветра отмечаются в основном при северо-восточных ветрах, при общей интенсификации циркуляции происходит, прежде всего, усиление северной ветви ОЧТ. Одновременно происходит интенсификация ветровых течений на северо-западном шельфе. Южная ветвь ОЧТ в октябре-ноябре при северо-восточных ветрах ослабевает. При низких значениях завихренности поля ветра (когда преобладают ветры с западной составляющей) происходит ослабление северной ветви и усиление южной ветви ОЧТ. Ветровые течения на северо-западном шельфе при этом слабые.

**Заключение.** Анализ межгодовой-десятилетней изменчивости интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море и ее связи с интенсивностью завихренности касательного напряжения трения ветра на основе адапционных расчетов по трехмерной гидродинамической модели с высоким пространственным разрешением и данных атмосферного реанализа показал следующее.

Таблица 2. Средний КЭ течений и соленость на горизонтах 0,5 м и 91,5 для лет с высокими и низкими значениями завихренности касательного напряжения ветра

Месяцы	$(rot_z \tau)_{cp}$ ( $\times 10^{-7}$ Н/м <sup>3</sup> )	КЭ (см <sup>2</sup> с <sup>-2</sup> )		Соленость (‰)	
		0,5 м	91,5 м	0,5 м	91,5 м
Октябрь-ноябрь	>0,25	58	26	17,94	19,90
Октябрь-ноябрь	<0,15	33	22	17,87	19,84
Февраль-март	>0,5	80	42	18,17	19,80
Февраль-март	<0,3	47	29	18,09	19,76

Долговременное усиление циркуляции вод получено в верхнем слое на междесятилетних временных масштабах для февраля-марта и октября-ноября в период 1961-1990 гг., что подтверждает результаты выполненных ранее геострофических и ассимиляционных расчетов [6, 15]. Показано, что интенсивность крупномасштабной циркуляции в Черном море на десятилетних масштабах зависит не столько от величины средней завихренности поля ветра над морем, сколько от площади, занятой циклонической завихренностью.

На межгодовых масштабах величина КЭ поверхностных течений в годы с высокими значениями завихренности поля ветра вдвое выше, чем в годы с низкими значениями. Положительная (циклоническая) завихренность наблюдается в основном при ветрах с восточной составляющей, а антициклоническая - при ветрах с западной составляющей. Наибольшие величины завихренности поля ветра отмечаются при северо-восточном ветре. При ветрах с восточной составляющей главным образом



Учитывая мемориальный характер настоящей работы, необходимо отметить следующее обстоятельство. Полученные относительно КЭ течений поверхностного слоя количественные выводы могут быть уточнены, если использовать более общие параметризации коэффициентов вертикального и горизонтального турбулентного обмена, типа тех, что были успешно использованы В.А.Шнайдманом и А.Г.Тарнапольским для решения ряда прикладных задач [16,17]. Профессора В.А.Шнайдманом и А.Г.Тарнапольским в разное время возглавляли кафедру геофизической гидродинамики в Одесском гидрометеорологическом институте и внесли большой вклад не только в разработку параметризации процессов перемешивания, но и в подготовку квалифицированных кадров-метеорологов и океанологов.

### Список литературы

1. *Stanev, E.V.* Understanding Black Sea dynamics // *Oceanography*. – 2005. – 18, № 2. – P. 56 – 75.
2. *Коротаев Г.К.* О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. – 2001. – № 6. – С. 14 – 20.
3. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.
4. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Многолетняя изменчивость завихренности напряжения трения ветра в Черном море по данным реанализа Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. / НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФ ИнБЮМ. – Севастополь, 2011. Вып. 24. – С. 182– 189.
5. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // *Известия РАН: Физика атмосферы и океана*. – 2011. – т. 47, № 3. – С. 433-446.
6. *Полонский А.Б., Шокурова И.Г.* Декадная изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период // *Метеорология и гидрология*. – 2009. – № 4. – С. 75 – 91.
7. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. О сезонном ходе геострофической циркуляции в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. – 2010. – №1. – С. 16–31.
8. Андросович А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Численная модель и расчеты циркуляции вод северо-западной части Черного моря. // *Морской гидрофизический журнал*. – 1994. – №5. – С. 28-42.
9. *Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет / Под общ. ред. В.Н. Еремеева*. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 704с.
10. *Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler at al.* The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project / *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 1996. – Vol. 77. – P. 437-471.
11. *Hellerman S., Roserstein M.* Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates // *J. Phys. Oceanogr.* – 1983. – 13, № 7. – P 1093 – 1104.
12. *Large W.G., Pond S.* Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds // *Ibid.* – 1981. – 11, № 3. – P. 324 – 336.
13. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демышев С.Г., Белокобытов В.Н.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по



- климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 3. – С. 11 – 30.
14. Шнайдман В.А. Модель стратифицированного бароклинного пограничного слоя атмосферы, параметризация горизонтального турбулентного обмена и их приложение к решению прикладных задач // Автореферат дис. доктора физ.-мат. наук (11.00.09) . – 1990. - ГГО.- Ленинград. – 32с.
15. Тарнапольский А.Г. Модель геофизического пограничного слоя и ее приложение к решению прикладных задач в различных географических // Диссертация... доктора географ. наук (11.00.09) . – 1994. - УкрНИЦЭМ.- Одесса. – 377с.

**Про зв'язок інтенсивності циркуляції в Чорному морі із завихреністю поля вітру  
Михайлова Е.Н., Полонский О.Б., Шокурова І.Г.**

*На основі адаптаційних розрахунків в рамках тривимірної чисельної моделі з високим просторовим розділенням і даних атмосферного реаналізу досліджується зв'язок міжрічної-десятилітньої мінливості великомасштабної циркуляції в Чорному морі із завихреністю поля вітру. Аналізуються адаптаційні розрахунки для жовтня-листопада і лютого-березня двох типів. Перша серія чисельних експериментів проводяться на основі адаптації архівних даних спостережень з температури і солоності за 30 років і усередненому за десятилітні періоди полю вітру. Друга серія розрахунків проводиться за даними, з'єднаними в групи для років з високими і низькими значеннями завихреності поля вітру. Показано, що на міжрічному масштабі інтенсивність великомасштабної циркуляції в Чорному морі тісно пов'язана з мінливістю середньої завихреності поля вітру над акваторією моря. На десятилітньому масштабі такий зв'язок не виявлений. Разом з тим збільшення площі з переважаною циклонічною завихреністю поля вітру десятилітнього масштабу супроводжується посиленням середніх течій.*

**Ключові слова:** Чорне море, мінливість інтенсивності циркуляції, завихреність поля вітру, переважаний напрям вітру.

**About relationship between circulation intensity in the Black sea and the wind field vorticity  
Mihaylova E.N., Polonskiy A.B., Shokurova I.G.**

*On the basis of adaptive computations in the framework of three-dimensional numerical model with high spatial resolution and data of reanalysis relationship between the interannual-decennial changeability of large-scale circulation in the Black sea and the vorticity of wind field is examined. Two types of adaptive computations for October-November and February-March are analyzed. First series of numerical experiments are carried out on the basis of adaptation of the archival temperature and salinity data for 30 years and wind fields averaged for ten-year periods. The second series of computations is conducted from the data joined in groups for years with the high and low values of the vorticity of wind field. It is shown, that for interannual scale the intensity of large-scale circulation in the Black sea is connected with changeability of middle vorticity of wind fields over the sea. For ten-year scale such relationship is not revealed. Though increasing area with prevailing cyclonic vorticity of wind fields for ten year scale is accompanied by strengthening of middle flows.*

**Keywords:** Black sea, changeability of circulation intensity, vorticity of wind field, prevailing wind direction.

**ВОЛЬФ АБРАМОВИЧ ШНАЙДМАН. НАУЧНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ**

(Время моих страстей)

*Желание описать свою научную деятельность от студенческой дипломной работы до написания докторской диссертации и до настоящего времени у меня появилось после прочтения повести Моэма «Время страстей человеческих». Захотелось освежить переживания, с которыми был связан этот период моей жизни.*

*Другим стимулом написания этого эссе стало успешное завершение моего длительного научного поиска решения проблемы моделирования атмосферного пограничного слоя.*

***Одесский гидрометеорологический институт(1952-1957)***

Научной деятельностью я увлёкся ещё в институте. Начиная с третьего курса, всей моей работой руководил Георгий Иванович Перелёт, доцент кафедры динамической метеорологии, которому я обязан своими успехами в институте и последующей научной работе. Мы неоднократно обсуждали мои перспективы в науке. Георгий Иванович считал, что для этого мне необходимо продолжить своё образование в солидном научном учреждении.

Тут мне повезло. Летом 1956 г. к нам в институт приезжает крупный учёный, заведующий кафедрой динамической метеорологии Ленинградского Гидрометеорологического Института (ЛГМИ), начальник отдела физики пограничного слоя Главной Геофизической Обсерватории (ГГО) Давид Львович Лайхтман. К этому времени Давид Львович создаёт новый раздел динамической метеорологии- физику пограничного слоя. Он рассказывает преподавателям и студентам о своём пребывании на полярной станции Северный полюс (номер не помню). Георгий Иванович представляет меня нашему гостю с лестной для меня характеристикой и просит принять меня на преддипломную практику в ГГО.

С согласия Давида Львовича я в начале 1957г. оказался в Ленинграде, в отделе физики пограничного слоя ГГО. Благодаря помощи сотрудников отдела я успешно осваиваю основные положения теории Давида Львовича. После окончания практики он предложил мне выполнить дипломную работу под его руководством. Я был очень польщён этим предложением. Но я считал, что обязан закончить исследования, выполняемые под началом Георгия Ивановича. Об этом я сообщил Давиду Львовичу, который ответил, этот вопрос он согласовал с Георгием Ивановичем, что он не только согласен, но и рад тому, что его ученик продолжит свою научную работу в отделе, руководимом Давидом Львовичем.

Я постарался выполнить дипломную работу как можно быстрее, чтобы успеть закончить исследования совместно с Георгием Ивановичем. Мне удалось это сделать. Моя дипломная работа была одобрена Давидом Львовичем, впоследствии опубликована, а Давид Львович предложил мне поступать к нему в аспирантуру.

Он прочитал мне письмо, которое он написал ректору института Кобусу Г.Л., и попросил передать его. В письме Давид Львович рекомендовал оставить меня на работу в институте и предлагал своё руководство моей преподавательской работой и научными исследованиями, к которым, по его мнению, у меня были несомненные способности. Прочитав письмо, ректор сказал: «Вы можете считать себя ассистентом».

Я успешно защитил дипломную работу, стал обладателем красного диплома, который обычно выдаётся вместе с направлением в аспирантуру. Но ни направления в аспирантуру, ни приглашения на работу я не получил. Я понятия не имел, что произошло за моей спиной перед окончанием института. Я узнал об этом лишь через несколько лет.

Осенью 1962 года я проведал тяжело больного Георгия Ивановича. Через месяц он ушёл из жизни. Георгий Иванович рассказал мне, что произошло в институте перед моим окончанием.

Оказалось, что на обсуждении моей дипломной работы директор Центрального института прогнозов, председатель комиссии по защите дипломов, категорически возражал против отличной оценки моей работы, мотивируя тем, что теоретические исследования не нужны советской метеорологии. Однако члены комиссии настояли на отличной оценке, но направления в аспирантуру им отстоять не удалось.

Ректор института предложил мою кандидатуру ассистента двум заведующим ведущих кафедр института, но они отказались. Георгий Иванович не стал объяснять мне их неблагоприятный с его точки зрения поступок.

Таким образом, я отправился в Омское управление Гидрометслужбы вместе с Татьяной, моей женой.

### ***Омское управление Гидрометслужбы (1957-1958)***

В Омском управлении Гидрометслужбы я проработал год в Бюро погоды. Вначале я выполнял обязанности дежурного синоптика, но через три месяца в мои обязанности вошло выполнение научной работы.

Выполнение научной работы по изучению местных условий развития погодных явлений было обязательным, т.к. Бюро погоды являлось научным центром прогноза в управлении. Мои коллеги с удовольствием передали всю научную работу в мои руки. Одновременно я стал проводить семинары, где знакомил моих коллег с современными методами прогноза. В этот период в бывшем Советском Союзе стали разрабатываться гидродинамические прогнозы и использоваться электронные вычислительные машины (ЭВМ). К слову, численные прогнозы стали одной из первых задач в бывшем СССР, которые стали решаться с использованием ЭВМ. Научным руководителем исследований по численным прогнозам стал Илья Афанасьевич Кибель, известный гидродинамик, член-корреспондент Академии наук. Я познакомился с Ильей Афанасьевичем во время

производственной практики в Институте прогнозов. Я с удовольствием посещал семинары, где Илья Афанасьевич излагал свои подходы к численному прогнозированию динамики атмосферных процессов. Благодаря этим семинарам и статьям Ильи Афанасьевича, я стал интересоваться численными методами решения метеорологических задач, которые мне очень пригодились в моей будущей научной работе.

Я поддерживал контакты с Давидом Львовичем, который посоветовал мне поступить хотя бы в заочную аспирантуру. В очную я мог поступить, лишь отработав по направлению института в Омске три года.

Моя работа продолжалась. В обязанности дежурного синоптика входило ежедневное ознакомление начальника управления с прогнозами для передачи их руководству города и области. Таким образом, я встречался с начальником управления. Из этого общения я понял, что у меня нет шансов покинуть Омск, не отработав три года.

Мне опять повезло. Весной 1958 года в Омское управление был назначен новый начальник Казачков С.Д., с которым у меня сложились почти дружеские отношения.

На одной из наших встреч разговор зашёл об аспирантуре. Я объяснил сложившуюся ситуацию. Казачков отреагировал немедленно: «Сообщите сейчас же Давиду Львовичу Лайхтману, что этой осенью (1958) Вы получите открепление и будете поступать к нему в аспирантуру».

В сентябре 1958 года я прибыл в Ленинград, а Татьяна вернулась в Одессу.

### *Ленинград, Главная Геофизическая Обсерватория (ГГО), аспирантура (1958-1960).*

Я успешно сдал вступительные экзамены и был принят в аспирантуру ГГО. Естественно, моим руководителем стал Давид Львович. Предполагалось, что в диссертации я продолжу свои исследования по атмосферному пограничному слою, начатые в дипломном проекте. Но обстоятельства изменили эти планы.

В 1958 году начались регулярные полёты реактивного самолёта ТУ-104 по маршруту Омск-Москва на высотах 8-10км. На этих высотах отсутствуют облака и соответственно считалось, что болтанка самолёта здесь не наблюдается.

Однако уже при первых полётах оказалось, что при ясном небе наблюдалась болтанка вплоть до сильной. Один из пассажирских самолётов оказался в зоне такой болтанки. При попытке вывести самолёт из этой зоны, произошла катастрофа: самолёт разломало на части и более ста пассажиров погибло.

Необходимость исследования турбулентности ясного неба (ТЯН), как его назвали позже, не вызывала сомнений. Метеорологи предупреждали об этом руководящие органы страны ещё до начала регулярных полётов. Но на это предупреждение не обратили внимания.

Лишь после катастрофы вышло постановление правительства, согласно которому трём ведущим научным центрам поручалось немедленно начать исследования явления ТЯН и выделялось финансирование.

Были указаны три главных направления: физика (Главная Геофизическая Обсерватория), прогноз (Гидрометеорологический Центр, ГМЦ), экспериментальное исследование (Центральная Аэрологическая Обсерватория, ЦАО).

В ГГО руководство исследованиями ТЯН возложили на Давида Львовича, который предложил мне переключиться в диссертации на исследование физических механизмов формирования турбулентных зон в свободной атмосфере. Давид Львович полагал, что для этой цели можно будет воспользоваться подходами, используемыми мною при изучении пограничного слоя. Ожидания Давид Львович полностью оправдались. Были разработаны методы количественной оценки параметров турбулентных зон в свободной атмосфере.

Появилась необходимость верификации предложенных методов по экспериментальным данным ЦАО. Началось моё сотрудничество с учёными ЦАО, которое продолжалось много лет после завершения диссертации.

В экспедициях ЦАО на специально оборудованном самолёте были получены уникальные данные по турбулентности на высотах 8-12 км. Я участвовал в полётах по маршруту Хабаровск–Владивосток–Петропавловск-на-Камчатке, где явление ТЯН наблюдалось в прибрежной полосе Тихого океана.

Экспериментальные данные подтвердили полученные нами теоретические результаты.

Разработанные теоретические подходы и экспериментально подтверждённые результаты количественной оценки параметров турбулентности ясного неба были обобщены в диссертации, опубликованы и доложены на нескольких конференциях по авиационной метеорологии.

Пока я занимался ТЯН Татьяна родила двух дочек-близнецов Леночку и Оленьку (в порядке появления на свет). Встал вопрос о переходе в заочную аспирантуру. Но попытки устроиться на работу в Одессе в 1959 году оказались безуспешными. Лишь осенью 1960 года я был принят на работу в Гидрометеорологический институт благодаря усилиям Самуила Исааковича – отчима Татьяны.

Я перешёл в заочную аспирантуру и переехал в Одессу.

***Одесский гидрометеорологический институт,  
проблемная лаборатория (1960-1963)***

Проблемная лаборатория, куда я был принят на должность старшего научного сотрудника называлась: «Защита растений от заморозков и воздействие на тёплые облака и туманы».

Для защиты растений от заморозков планировалось использование гигроскопических дымовых шашек, изготавливаемых военными предприятиями в качестве мирной продукции. Мне следовало произвести теоретическую оценку влияния гигроскопических дымов на радиационное выхолаживание приземного слоя наряду с тестированием полученных результатов по данным экспериментальных наблюдений.

Мои исследования включали разработку методики и расчёт эффекта уменьшения ночного выхолаживания за счёт воздействия гигроскопических дымовых завес.

Одновременно велись измерения метеорологических условий в экспедициях в районы с различной растительностью и топографией.

Интересный факт, пока устанавливались приборы для наблюдений каждую ночь показания термометров обнаруживали заморозки на почве и в воздухе. Когда полигон был готов, заморозки прекращались иногда до конца экспедиции.

Экспедиционные данные использовались для сопоставления формирования заморозков в естественных условиях и при задымлении. Дымовая завеса уменьшала интенсивность заморозков, но, к сожалению, дымы оказались токсичными для растений и непригодными для защиты растений от заморозков.

В целом, были накоплены данные о метеорологических условиях динамики ночного выхолаживания под влиянием естественных процессов и снижении радиационного выхолаживания под воздействием дымовой завесы. Эти данные были обобщены в отчётах лаборатории, научных статьях и доложены на конференциях. В частности, одна из конференций была организована сотрудниками лаборатории в Одессе. На этой конференции Давид Львович впервые изложил свою работу по обобщению гипотезы Кармана для характерного масштаба вихрей в стратифицированном пограничном слое. Мой доклад был посвящён воздействию турбулентных потоков тепла и водяного пара на формирование заморозков.

Исследования активного воздействия на тёплые облака были посвящены оценке восходящих движений в облаках и сопоставлению их со скоростью падения пластинок гигроскопического реагента. Последние оценивались экспериментально в камерах Геофизического института. Эффект рассеяния тёплых облаков гигроскопическим реагентом тестировался на Экспериментальном полигоне Украинского научно-исследовательского института. Сухой реагент высыпался через открытую дверь самолёта, летящего над верхней кромкой облаков. Это были довольно опасные эксперименты, в которых я принимал участие. К счастью, все эксперименты прошли без каких-либо происшествий. Радиолокационные измерения оценивали изменение плотности облаков за счёт введенного реагента. Мы не получили существенного уменьшения плотности облаков. Соответственно никаких практических рекомендаций по использованию применённого реагента выработать не удалось.

В работах по воздействиям на тёплые облака принимал участие Георгий Иванович Перелёт, хотя и относился к ним весьма скептически. На полигоне я встретился с Георгием Ивановичем впервые после окончания института. Потом мы общались неоднократно, когда я приезжал в Киев на различные конференции.

Одновременно с работой в лаборатории я интенсивно трудился над завершением диссертации. Я несколько раз выступал на семинарах ЛГМИ, ГГО, ЦАО. Диссертационная работа получила положительные отзывы и была представлена к защите. Осенью 1962 года я защитил диссертацию. Учёный Совет ЛГМИ присудил мне степень кандидата физико-математических наук. Однако по существующим в бывшем СССР правилам работа была направлена в Высшую аттестационную комиссию, которая должна была утвердить решение Совета и присвоить соответствующую степень. Я ждал ответа в течение четырёх лет и дождался отрицательного решения.

**Одесский гидрометеорологический институт,  
кафедра теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов (1963-1992)**

В период моей аспирантуры ГГО приобрела электронно-вычислительную машину «Урал». Это послужило стимулом для организации группой молодых сотрудников и аспирантов семинара по изучению программирования для ЭВМ. На заседаниях семинара каждый из участников докладывал отдельные разделы пособия по программированию. Таким образом, мы постигли программирование. Семинар и хорошие пособия позволили мне накопить сведения по курсу компьютерного программирования для студентов.

Когда я вернулся в ОГМИ, я предложил декану метеорологического факультета ввести курс «Программирование для электронно-вычислительных машин». Методическая комиссия факультета ввела этот курс в учебный план кафедры синоптической и динамической метеорологии. И.В. Бут согласился принять меня для чтения этого курса только почасово. Я был вторым среди преподавателей институтов Одессы, который читал студентам курс программирования. Первым был преподаватель механико-математического факультета Одесского университета, где ЭВМ «Урал» уже работала.

Мне снова повезло. Меня вызвал Георгий Львович, ректор института.

Г.Л.: «Готовы ли Вы читать курс численных методов прогноза?»

Я: «Когда?»

Г.Л.: «Завтра».

Я: «Готов».

При выходе из кабинета секретарь мне шепнула: «У меня два приказа на подпись директору. Один – об увольнении Бута по собственному желанию, второй – о переводе Вас на кафедру синоптической и динамической метеорологии старшим преподавателем с правом чтения лекций». Дело в том, что чтение лекций разрешалось лишь кандидатам наук.

Позже секретарь мне рассказала, что профессор Бут постоянно что-то требовал от ректора. На сей раз улучшения бытовых условий (увеличение размера жилой площади) в связи с подготовкой курса численных методов. В противном случае Бут грозился уйти из института.

После разговора со мной Георгий Львович подписал оба приказа. Так в 1963 году я стал членом кафедры, на которой проработал 28 лет.

В течение этих лет я читал курсы «Программирование», «Численные методы прогноза» и «Динамическая метеорология», руководил бесчисленным количеством дипломных проектов и множеством диссертационных работ.

Большой объём теоретических дисциплин определил новое название кафедры – «Кафедра теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов».

Однако вернёмся к диссертации. Через три года после защиты меня вызвали на заседание экспертной комиссии ВАКа. Я изложил свою диссертацию, однако комиссия не приняла никакого решения, так как голоса за и против присуждения мне степени

кандидата наук разделились поровну. Как сказал председатель комиссии, предстоит переголосование, я могу быть довольным только тем, что за меня голосовал директор Вычислительного Центра, академик, крупнейший специалист по геофизической гидродинамике<sup>1</sup>.

Слабое утешение.

Я вернулся в Одессу. Переголосование состоялось лишь через год с результатом, о котором я уже писал.

Но в течение этого периода я подготовил вторую диссертацию, защитил её и получил степень кандидата физико-математических наук, а вскоре и звание доцента.

В этот период времени я активно сотрудничал с учёными Института биологии южных морей. Результатом этого сотрудничества явилась монография «Динамика вод северо-западной части Черного моря». В ней произведен расчёт течений с помощью модели интегральной циркуляции характеристик турбулентности на основе простейшего уравнения баланса турбулентной кинетической энергии совместно с гипотезой Кармана–Лайхтмана для характерного размера вихрей в морской среде. В дальнейшем приведенные в монографии данные о морских течениях и турбулентности были существенно уточнены путём применения модели океанического пограничного слоя. Вскоре после опубликования книги я получил письмо от научного сотрудника академического Института этнологии и антропологии. Автор письма сообщал мне, что им использовано приведенное в книге распределение течений при исследовании путей переселения античных греков на территорию Северного Причерноморья.

Теперь о научных исследованиях, выполненных с участием дипломников, аспирантов и сотрудников кафедры теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов. Я также успешно сотрудничал с учёными различных союзных научно-исследовательских институтов. Многие из них впоследствии стали моими друзьями.

Основным направлением моих научно-исследовательских работ явилось усовершенствование теории атмосферного пограничного слоя (АПС) и моделирование физических процессов в нижней части атмосферы.

Усовершенствование теории пограничного слоя потребовало в первую очередь отказ от полуэмпирических подходов, используемых для описания физических механизмов формирования временной и пространственной структуры распределения метеорологических и гидрофизических величин в пограничных слоях атмосферы и океана. Естественно первым шагом этого направления было создание стационарной одномерной модели атмосферного и океанического бароклинных пограничных слоёв на базе системы уравнений гидродинамики.

Введение уравнений баланса турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации наряду с соотношением Колмогорова-Прандтля позволило сформулировать замкнутую систему уравнений гидротермодинамики и турбулентного замыкания. Для численного решения этой системы необходимо было найти условия вычислительной устойчивости. Совместно с преподавателем кафедры высшей математики<sup>2</sup> был получен

---

<sup>1</sup> Г.И.Марчук (Ред.)

<sup>2</sup> И.И.Марменштейн (Ред.)



количественный критерий устойчивости и выбран конечно-разностный аналог системы используемых дифференциальных уравнений, удовлетворяющий полученному критерию. Этот критерий оказался полезным также в задаче загрязнения воздушного водного бассейнов, в которой решается уравнение турбулентной диффузии.

Сформулированный вычислительный алгоритм и разработанная вычислительная программа для ЭВМ позволили рассчитать вертикальные профили составляющих вектора скорости ветра и параметров турбулентности в нижнем слое атмосферы в рамках одномерной модели. Задача решена при заданном вертикальном распределении горизонтального градиента давления и температуры. Вблизи подстилающей поверхности в слое шероховатости скорость потока равнялась нулю. На верхней границе АПС скорость потока принимает значение скорости ветра в свободной атмосферы (без турбулентного обмена), а параметры турбулентности становились заданными малыми значениями, что соответствовало условию вырождения турбулентности.

Для выявления закономерностей пространственно-временного распределения параметров пограничного слоя и исследования их взаимосвязи с полями метеорологических величин были проведены расчёты по данным архива Первого глобального эксперимента Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПГЭП) и метеорологической башни Института Экспериментальной метеорологии высотой 300м. Полученные по данным моделирования структуры АПС закономерности оказались согласованными с экспериментальными данными ПГЭП и метеорологической мачты.

Была разработана модель оценки влияния городской застройки на интенсивность турбулентности.

Новый метод учета вертикального турбулентного обмена при моделировании крупномасштабных атмосферных процессов и методика расчёта вертикальных движений были включены в прогностическую систему Гидрометеорологического центра. Разработанные подходы существенно уточняли вклад турбулентного перемешивания в динамику крупномасштабных атмосферных движений.

В соответствии с «Совместной программой мониторинга и оценки переноса загрязнений на большие расстояния в Европе», разработанная модель одномерного АПС была включена в число методик, рекомендованных Европейской комиссией для реализации экологического мониторинга и трансграничного переноса загрязняющих веществ.

Наряду с количественной оценкой параметров вертикальной турбулентности был произведен учёт подсеточных эффектов в задаче моделирования атмосферных процессов с масштабами, превышающими горизонтальный шаг конечно-разностной сетки (крупномасштабные движения). Для этой цели использовалась методика параметризации горизонтального коэффициента горизонтальной турбулентности. Последний рассчитывался по метеорологическим величинам в узлах и шага регулярной сетки.

Получены наиболее общие выражения, описывающие макротурбулентный обмен в уравнениях движения, вихря скорости, дивергенции. Рассчитан энергетический коэффициент макротурбулентности, определённый по скорости обмена энергией между

осреднёнными и пульсационными атмосферными движениями, исследовано явление отрицательной вязкости.

Перечисленные выше результаты были обобщены в монографии «Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена»,

Эта монография составила основу моей докторской диссертации.

В 1991 году мне присвоили степень доктора физико-математических наук и звание профессора.

***Одесский гидрометеорологический институт,  
кафедра геофизической гидродинамики и теории климата (1993-1999)***

В 1993 году ректор института предложил мне занять должность заведующего кафедрой общей и прикладной климатологии. Я попросил ввести на кафедре весьма популярный за границей курс геофизической гидродинамики и переименовать кафедру. Я предложил в качестве названия «Кафедра геофизической гидродинамики и теории климата». Оба мои предложения были приняты ректором, и я возглавил кафедру.

С моим приходом одной из профилирующих дисциплин кафедры стал подготовленный мною и опубликованный курс геофизической гидродинамики.

В учебнике изложены основные закономерности динамики бароклинных стратифицированных природных течений на вращающейся Земле. Монография предназначалась для бакалавров, магистров и аспирантов гидрометеорологического профиля, а также специалистов в области прикладной геофизической гидродинамики.

Мой интерес к геофизической гидродинамике повлиял и на мою научную деятельность, основной темой которой стало развитие теории геофизического пограничного слоя (ГПС).

ГПС включает атмосферный и океанический пограничные слои, где закономерности динамики бароклинных стратифицированных воздушных и океанических потоков на вращающейся Земле проявляются в наиболее полной мере.

Уравнения гидродинамики ГПС полностью совпадали для движений в этих слоях, различия касались лишь граничных условия. Методика турбулентного замыкания включала усовершенствованные нестационарные уравнения переноса ТКЭ (турбулентной кинетической энергии) и ее диссипации.

Использование в задаче замыкания уравнений для ТКЭ и диссипации, полученных на единой методологической основе является несомненным достоинством указанного метода турбулентного замыкания.

Отличительная особенность созданной модели ГПС состоит и в том, что характеристики горизонтального и вертикального турбулентного обмена являются внутренними параметрами задачи и рассчитываются совместно с метеорологическими и гидрофизическими величинами по заданным условиям на внешних границах.

Предложенная модель была разработана для решения научных и прикладных метеорологических и гидрофизических задач и использования, а также в оперативной практике прогноза.

Разработанная модель АПС была использована в Системе прогноза Российского Гидрометцентра для расчёта полей метеорологических и турбулентных переменных в нижнем 2 км слое над подстилающей поверхностью. Область прогноза охватывала Северное полушарие. На данном этапе исследования решалась адаптационная задача, когда граничные условия на нижней и верхней границах АПС остаются постоянными значениями, и счёт ведётся до выхода на стационарный режим. Технология счёта предусматривала количественную оценку характеристик АПС по данным объективного анализа и суточного прогноза. Результаты этих расчётов были применены для оценки точности восстановления структуры АПС по прогностической метеорологической информации.

Результаты сопоставления показали, что ошибки восстановления скорости ветра и температуры внутри АПС близки к ошибкам прогноза этих величин на уровнях вблизи подстилающей поверхности и верхней границе АПС, используемых в качестве граничных величин в адаптационной задаче.

Стала очевидной необходимость перехода к решению нестационарной задачи количественной оценки метеорологических величин и параметров турбулентности.

В рассматриваемый период модель была также использована для описания циркуляционных процессов и загрязнения окружающей среды для территории Украины. Реализация численного алгоритма позволила существенно детализировать характеристики циркуляционного режима в Украине, при этом отмечалась хорошая согласованность рассчитанных и наблюденных векторов скорости ветра. Полученное пространственное распределение коэффициента турбулентности четко выделяло области интенсивного и слабого турбулентного перемешивания, что чрезвычайно важно для оценки степени загрязнения окружающей среды.

Эта оценка потребовала учёта трансграничного переноса и турбулентного обмена в проблеме охраны окружающей среды. Количественное описание трансграничного переноса и турбулентного обмена было получено на основе концепции физико-математического описания АПС с помощью модели ГПС с максимальным усвоением стандартной аэрометеорологической информации. Трёхмерная модель АПС реализовалась для двух вложенных пространственных сеток. Метод двух вложенных сеток позволил уточнить информацию о скорости переноса и турбулентных параметрах с учётом региональных особенностей Украины для реконструкции траекторий частиц примеси. На основе полученной информации строились траектории воздушных частиц, определяющих перенос загрязняющих веществ в Украину из сопредельных государств. Рассчитанные вертикальные восходящие движения позволили оценить перенос загрязняющих веществ в свободную атмосферу, где они переносятся на большие расстояния практически без рассеяния. Попадая в области нисходящих движений загрязняющие вещества вновь перемещаются в нижние слои атмосферы вблизи подстилающей поверхности, что приводит к загрязнению атмосферного воздуха, не связанному с выбросами местных источников. Ситуация усложняется, когда направление ветра меняется с высотой. Загрязнение воздуха может произойти в районах, где оно совершенно не ожидалось, как это случилось при Чернобыльской аварии.

Кафедра океанологии сделала мне подарок. Мне предложили руководство диссертационной работой аспирантки из Вьетнама. Образованная, умная, настойчивая и трудолюбивая аспирантка выполнила интересную работу по шельфовому пограничному слою, руководство которой доставило мне удовольствие.

Совместными усилиями нам удалось разработать новый подход к моделированию шельфовой зоны моря на основе модели геофизического пограничного слоя. В ходе выполнения диссертационной работы были разработаны несколько новых методик расчёта влияющих внешних параметров морской среды. Наиболее интересными из них явились оценка разделения турбулентного потока количества движения под воздействием ветра на формирование дрейфовых течений и волнового слоя, изменения уровня моря за счёт которого формировались геострофические течения.

Подготовленная вычислительная программа позволила получить количественные закономерности взаимосвязи морских течений, характеристик турбулентности и внешних параметров, в первую очередь скорости ветра.

В частности, была решена задача переноса нефтяных пятен при аварийных разливах нефти и от береговых источников. Приведу один из примеров использования разработанного метода.

Инспекция управления охраны морской среды обнаружила пятна нефти на поверхности Одесского залива и обвинила капитана зарубежного танкера в сбросе балластной жидкости, загрязнённой нефтью, в море. Однако это обвинение оказалось ошибочным. Произведенные нами расчёты методом обратных траекторий с учётом изменения во времени

Вектора ветра позволили определить, что источником загрязнения оказалась авария береговой котельной, за счёт которой и произошёл сброс нефти в море. Для Одесской инспекции это был первый прецедент использования теоретических расчётов для выявления источника загрязнения и его расследования.

Консультации при подготовке докторской диссертации, посвящённой описанию циркуляционных процессов и загрязнения окружающей среды для территории Украины<sup>1</sup> руководство диссертационной работой по шельфовому морскому пограничному слою явились последними этапами моей научной деятельности в ОГМИ.

К слову, обе диссертации были успешно защищены.

### ***США, Рутгерский университет, факультет наук об окружающей среде (2000-2010)***

В 2000 году мы переехали к детям в США.

Недалеко от нашего городка находился университет штата Нью-Джерси с факультетом наук об окружающей среде. Меня представили заведующему факультета, которому я на очень ломаном английском объяснил, кто я и почему я к нему обратился. Был назначен семинар, на котором я доложил основные направления своей научной деятельности. Через несколько месяцев я получил письмо от декана факультета, в котором сообщалось, что со мной заключается контракт, согласно которому мне предоставляется

---

<sup>1</sup> С.Н. Степаненко (Ред.)

должность приглашённого учёного со всеми обязанностями и правами профессора, но без оплаты.

Таким образом, я стал работать в университете штата Нью-Джерси на общественных началах. Мне назначили куратором русскоязычного профессора, с которым я мог обсуждать все интересующие меня вопросы. Первый из них, что полезного я могу выполнить для факультета. Оказалось, что на факультете широко используется программа моделирования региональных атмосферных процессов с блоком описания пограничного слоя и выполняется диссертационная работа по загрязнению атмосферы выбросами автомобилей.

Ознакомление с блоком АПС показало, что у меня есть над чем поработать. Применяемая в этом блоке схема турбулентного замыкания требовала существенного уточнения. Получаемые коэффициенты турбулентности получались нереально завышенными. Предложенная мною коррекция позволила получать реальные значения, а мой рейтинг существенно подрос. Полезной оказалась моя помощь и в подготовке диссертационной работы. Мой очередной контракт заканчивается в феврале 2011 года

Теперь о науке. В диссертационной работе необходимо было решить задачу расчёта концентрации загрязняющих газов от выбросов фитомобилей в атмосферу. Для этой цели следовало использовать уравнение турбулентной диффузии. Однако в решаемой задаче необходимо было учесть химическое взаимодействие загрязняющих веществ. Совместно с куратором эта проблема была решена. Уравнение турбулентной диффузии для осреднённых концентраций было дополнено вторыми статистическими моментами (ковариациями) пульсаций концентраций взаимодействующих примесей. Одновременно были выписаны уравнения переноса этих ковариаций с параметризацией в рамках К-теории. Коэффициенты турбулентности определялись по методике турбулентного замыкания с помощью уравнений баланса ТКЭ и диссипации. Это был новый подход к описанию переноса и диффузии реагирующих примесей и уточнённая оценка в задачах атмосферной химии воздействия турбулентного перемешивания.

Основной научной деятельностью в университете оставалось дальнейшее уточнение модели АПС.

Совместно с научными сотрудниками Российского Гидрометцентра удалось разработать модель атмосферного пограничного слоя высокого уровня замыкания, которая позволила восстанавливать структуру АПС в рамках Прогностической системы Российского Гидрометцентра с учётом основных физических механизмов и практически без ограничений для реальных метеорологических условий и рельефа.

Я постараюсь вкратце воспроизвести полученные результаты.

Прежде всего, уточнения касались одномерной модели АПС.

Детальный анализ предшествующих результатов показал необходимость, в первую очередь, уточнить описание стратификации в нижнем 100-метровом слое. Это уточнение оказалось наиболее важным для условий конвективного АПС. Была разработана новая методика расчёта стратификации в нижнем слое АПС по данным оперативного объективного анализа.

Несколько публикаций были посвящены улучшению схемы параметризации турбулентности в численном прогнозе крупномасштабных процессов и восстановлению приземной температуры и ветра на горных метеостанциях. Применённый метод последовательных приближений значительно улучшал описание вертикального распределения метеорологических величин и параметров турбулентности в пограничном слое.

Следующим шагом усовершенствования явился переход к нестационарной модели АПС для отработки методов интегрирования по времени. Для этой цели я начал с явной схемы совместно с методом последовательных приближений. Удалось увеличить время счёта, но, к сожалению, пришлось вводить ограничения на величины членов в уравнениях замыкания. Я принял решение не пытаться доводить одномерную модель, а заняться трёхмерной моделью. Не буду повторять все этапы этой тяжёлой работы, скажу лишь, что мне удалось записать будущие значения параметров турбулентности таким образом, что все члены в формулах были положительными, что автоматически давало положительные значения параметров турбулентности. Метод последовательных приближений обеспечил неявную схему интегрирования по времени вычислительную устойчивость. Интегрирование осуществлялось на срок 48 часов при реальном рельефе без каких-либо ограничений. Это был настоящий успех. Уверен, что срок прогноза можно будет удлинить.

Теперь предстоит решить не менее сложную задачу: оценить оправдываемость прогноза метеорологических величин и связанных с ними явлений погоды. Работа продолжается. Пожелайте успеха.

***На этом воспоминания обрываются.***

*Аспіранти, які захистили дисертації на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук під науковим керівництвом Шнайдмана Вольфа Абрамовича*

<i>№ n/n</i>	<i>П.І.Б.</i>	<i>Тема</i>	<i>Рік захисту</i>	<i>Співкерівники</i>
<i>1</i>	Ле Динь Куанг	Количественные характеристики планетарного пограничного слоя в низких широтах	1977	
<i>2</i>	Степаненко Сергей Николаевич	Количественные характеристики структуры планетарного пограничного слоя атмосферы и их использование при решении прикладных задач	1982	
<i>3</i>	Бондаренко Валентина Николаевна	Количественные характеристики внутренней структуры пограничного слоя атмосферы при различных метеорологических условиях	1986	
<i>4</i>	Дамон Ир	Усовершенствованная модель расчета вертикальных скоростей и ее применение для количественных оценок по данным ПГЭП (на примере КНДР)	1986	
<i>5</i>	Хуинь Минь Хиен	Пространственное распределение параметров пограничного слоя атмосферы над юго-восточной Азией	1989	
<i>6</i>	Маринин Игорь Львович	Параметризация шероховатости и количественные оценки характеристик атмосферного пограничного слоя над городской застройкой	1990	
<i>7</i>	Рауль Эрнандес Эредидо	Пространственно-временные распределения характеристик пограничного слоя над метеорологическим полигоном о.Куба	1991	
<i>8</i>	Трегубова Марина Викторовна	Количественная оценка характеристик пограничного слоя атмосферы над городской застройкой и пригородной зоной	1991	
<i>9</i>	Лазырина Ольга Максимовна	Комплексный метод восстановления циркуляционно-турбулентной структуры пограничного слоя атмосферы над ограниченной территорией (на примере Чернобыльских данных)	1992	

<i>№ n/n</i>	<i>П.І.Б.</i>	<i>Тема</i>	<i>Рік захисту</i>	<i>Співкерівники</i>
<i>10</i>	Боровская Галина Александровна	Количественные характеристики внутренней структуры атмосферного пограничного слоя для типовых синоптических ситуаций на Украине	1992	Раевский А.Н.
<i>11</i>	Чжан Юниин	Количественное описание структуры пограничного слоя атмосферы над сложным рельефом центрального Китая	1992	
<i>12</i>	Чан Нгог Кьонг	Динамика пространственных распределений метеорологических величин в пограничном слое атмосферы	1996	Степаненко С.Н.
<i>13</i>	Дао Нгог Хунг	Турбулентно-циркуляционный нижней атмосферы над Индокитаем	1996	
<i>14</i>	Ахмад Мохаммад Юсеф Абу- Обед	Моделирование турбулентно-циркуляционного режима пограничного слоя атмосферы применительно к задаче экологического мониторинга Восточного Средиземноморья	1996	
<i>15</i>	Ле Тхи Куинь Ха	Моделирование шельфового пограничного слоя	1999	



**СПИСОК**  
**наукових та навчально-методичних праць**  
**Шнайдмана Вольфа Абрамовича**

<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<b>Наукові розробки</b>				
<i>1</i>	Влияние нестационарности поля давления на распределение ветра в пограничном слое	Труды ГГО, 1958, вып.77	0.25	
<i>2</i>	Критерии установившейся турбулентности в струйных течениях	Метеорология и гидрология, 1960, №12	0.2	Лайхтман Д.Л.
<i>3</i>	О турбулентности в области поверхностей раздела	Труды ГГО. 1961, вып.107	0.2	
<i>4</i>	О стационарных волнах в области тропопаузы	Труды ГГО. 1961, вып.107	0.2	
<i>5</i>	Определение характеристик установившейся турбулентности в некоторых слоях свободной атмосферы	Труды УкрНИГМИ, 1962, вып.31	0.4	
<i>6</i>	К вопросу об эффективности защиты растений от заморозков	Труды УкрНИГМИ, 1962, вып.06	0.4	Бурман Э.А.
<i>7</i>	О турбулентности в области струйных течений	Материалы научной конф. по авиац. метеорологии. – Л.: Гидрометиздат, 1963	0.6	Лайхтман Д.А.
<i>8</i>	О турбулентности в свободной атмосфере	Труды Всесоюзного науч. метеор. совещания, 1963, т.5	0.4	
<i>9</i>	О турбулентном перемешивании в области фронтальных разделов	Материалы симпозиума по физике облаков и осадков. –Л.: Гидрометиздат, 1963	0.2	
<i>10</i>	О применении методики пограничного слоя к определению параметров турбулентности в свободной атмосфере	Труды ЦАО, 1964, вып.53	0.5	
<i>11</i>	Ветер и турбулентный обмен вблизи фронтальных поверхностей	Труды ГГО. 1965, вып.167	0.4	
<i>12</i>	Распределение ветра и коэффициента турбулентности в области фронта	Вопросы метеорологии и гидрологии – Л.: Гидрометиздат, 1965	0.2	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
13	Влияние турбулентности на вертикальный профиль ветра в облаках	Труды ЦАО, 1966, вып. 71	0.6	Шметер С.М.
14	Влияние гигроскопических дымов на тепловой режим приземного слоя воздуха	Труды ГГО, 1966, вып.185	0.4	Кисель Н.А.
15	Воздействие дымовой завесы на микроклимат приземного слоя воздуха	"Метеорология, климатология и гидрология", 1967, вып.3	0.5	Новиков Ю.М.
16	К вопросу о расчете циркуляции и течений в северо-западной части Черного моря	Сб. "Вопросы гидрологии и гидрохимии Черного моря", – К.: "Наукова думка", 1967	1.0	Толмазин Д.М.
17	Микрофизические характеристики гигроскопических дымов	Труды Межвуз. конференции ОГУ, 1967	0.2	Кисель Н.А.
18	Расчеты интегральной циркуляции и течений в северо-западной части Черного моря	Изв. АН СССР сер. "Физика атмосферы и океана", 1968, №6	0.75	Толмазин Д.М.
19	Статистические характеристики поля ветра в области максимума	Труды ГГО, 1967, вып. 208	0.5	
20	О турбулентном обмене в верхней тропосфере	Метеорология, климатология и гидрология". К.: Изд. КГУ, 1968, вып.4	0.5	
21	О вертикальном распределении характеристик средней и пульсационной скоростей в верхней тропосфере	Изв. АН СССР, "Физика атмосферы и океана", 1969, № 4	0.75	
22	Об устойчивости конечно-разностного уравнения диффузии	Изв. АН СССР "Физика атмосферы и океана", 1969, № 10	0.2	Мармерштейн И.И.
23	Расчет коэффициента турбулентности в слоях между основными изобарическими поверхностями	"Метеорология и гидрология", 1969, № 4	0.3	
24	Пространственно-временные характеристики и интерполяция скорости максимального ветра	"Метеорология и гидрология", 1969, № 8	0.5	Син
25	О статистическом подходе к изучению экологии бактерий	Доклады АН СССР, 1969, №188	0.2	Цыбань А.В.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
26	Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря	К.: "Наукова думка", 1969	1.0	Ажиховская Ж.В.
27	Количественная характеристика дымовой завесы, создаваемой линейным источником	Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 77	0.4	Нуль Е.М.
28	Взаимодействие набухающей пленки с потоком водного аэрозоля	Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 77	0.4	Овчинников Е.Н.
29	Баланс энергии турбулентности в естественном русловом потоке	"Метеорология и гидрология", 1970, № 2	0.3	Гринвальд Д.И.
30	Временные корреляционные функции поля ветра в тропосфере и стратосфере	Труды ЦАО, 1970, вып. 97	0.5	Пинус Н.З.
31	Методика расчета параметров турбулентности естественного руслового потока	Межвуз. сб. "Гидравлика и гидротехника", 1970, № 11	0.4	Гринвальд Д.И.
32	Временные корреляционные характеристики поля ветра в тропосфере и стратосфере	Сб. "Применение статист. методов в метеорологии", – Л.: Гидрометеоиздат, 1971	0.2	Пинус Н.З.
33	О структурных законах распределения скорости ветра в горизонтальных и вертикальных плоскостях	"Метеорология и гидрология", 1971, № 12	0.1	
34	О закономерности структуры поля ветра при различных масштабах движения	Изв. АН СССР сер. "Физика атмосферы и океана", 1971, № 12	0.5	Пинус Н.З.
35	О динамике вод Азовского моря	Изв. АН СССР, сер. "Океанология", 1971	0.5	Толмазин Д.М.
36	Опыт прогноза геопотенциала АТ-500 и приземного давления с использованием метода телескопизации	Труды ГГО, 1972, вып. 272	0.2	Куанг
37	Статистический анализ течений и параметров горизонтальной турбулентности в Каховском водохранилище	"Метеорология и гидрология", 1972, № 4	0.4	Толмазин Д.М.
38	Метод расчета коэффициента макротурбулентного обмена в различных областях атмосферных движений	Изв. АН СССР "Физика атмосферы и океана", 1972, № 3	0.2	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
39	О расчете составляющих приземного ветра по синоптическим параметрам	"Метеорология и гидрология", 1972, № 9	0.5	Тарнопольский А.Г.
40	Применение статистических методов в метеорологии	Перевод с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1972, изд. 2	1.5	Гейбер И.П.
41	Статистическое описание поля ветра в верхней тропосфере и нижней стратосфере с участием масштаба движений	"Метеорология и гидрология", 1973, № 2	1.0	Пинус Н.З.
42	Закономерности структуры поля ветра	Труды конф. по ПИ-ГАП, 1973	0.3	Пинус Н.З.
43	Некоторые статистические характеристики поля ветра в тропосфере и стратосфере и моделирование крупномасштабных атмосферных процессов	"Метеорология и гидрология". 1973, № 11	0.8	Пинус Н.З.
44	О количественной оценке диссипативных факторов в свободной атмосфере	Изв.АН СССР "Физика атмосферы и океана", 1973, № 12	0.75	Мухамедьяров Р.А.
45	Численная модель расчета характеристик турбулентности в свободной атмосфере	Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып.123	0.75	Мухамедьяров Р.А.
46	О расчете вектора ветра в приземном слое атмосферы по синоптическим параметрам	Труды Гидрометцентра, СССР, 1973, вып. 129	0.3	Тарнопольский А.Г.
47	Учет ППС в численной прогностической модели атмосферы	Изв. АН СССР, "Физика атмосферы и океана", 1974, т.10	0.2	Катаев В.В.
48	Параметризация планетарного пограничного слоя в прогностических моделях	Труды Гидрометцентра СССР 1974, вып. 145	0.2	Тарнопольский А.Г.
49	Расчет параметров турбулентности в пограничном слое атмосферы	Труды Гидрометцентра СССР 1974, вып. 145	0.4	Тарнопольский А.Г.
50	Метод расчета вертикальных движений с учетом приземного трения	Труды Гидрометцентра СССР 1974, вып. 149	0.4	Тарнопольский А.Г.
51	О динамике стратифицированного руслового потока	"Метеорология и гидрология", 1975, № 3	0.4	Железняк М.И.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
52	Об устойчивости численной схемы решения уравнений движения	Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 160	0.2	Мармерштейн И.И.
53	О балансе энергии и возмущений различных масштабов	Изв. АН СССР "Физика атмосферы и океана", 1975, № 5	0.2	
54	О параметризации эффектов турбулентности в свободной атмосфере	Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып.169	0.3	Шемена Т.И
55	Гидродинамический метод определения турбулентных зон в свободной атмосфере	"Метеорология и гидрология", 1975, № 12	0.5	Мухамедьяров Р.А.
56	О спектре поля давления	"Метеорология и гидрология", 1976, № 3	0.4	Пинус Н.З.
57	Параметризация бароклининого пограничного слоя	Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 180	0.3	Тарнопольский А.Г.
58	Параметризация пограничного слоя при численном прогнозе метеоэлементов над северным полушарием	Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 180	1.2	Беркович Л.В.
59	Структура бароклининого пограничного слоя	"Метеорология и гидрология", 1977, № 3	0.3	Тарнопольский А.Г.
60	Використання ЕОМ при вивченні біологічної активності	"Мікробіологічний журнал", 1977, т.39, вып. 3	0.3	Дяченко Ю.В Белоклицька Г.Ф.
61	Бароклининая модель планетарного пограничного слоя с учетом вертикальных движений	Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 212	0.3	
62	О расчете характеристик пограничного слоя атмосферы по данным метеорологической мачты	"Метеорология и гидрология", 1979, № 3	0.4	Бызова Н.Л.
63	Численный прогноз полей давления и геопотенциала для северного полушария с учетом баротропного пограничного слоя	"Метеорология и гидрология", 1979, № 8	0.7	Беркович Л.В.
64	Вертикальные токи в тропосфере	"Метеорология и гидрология", 1979, № 9	0.7	
65	Усовершенствованная модель планетарного пограничного слоя атмосферы	"Метеорология и гидрология", 1979, № 10	0.5	Тарнопольский А.Г.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
66	Характеристики пограничного слоя атмосферы по данным метеорологической мачты	Труды ИЭМ, 1979, вып. 23 (88)	1.0	Бызова Н.А.
67	Количественные характеристики бароклинного пограничного слоя	Труды ИЗМ, 1979, вып. 23 (88)	0.7	Бродская Н.С.
68	Характеристики планетарного пограничного слоя атмосферы над северной частью Тихого океана	Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 225	0.7	Катаев В.В.
69	Сильные ветры	Обнинск, 1960, вып. 2, ч.3	4.0	Бызова Н.Л.
70	Вертикальные профили скорости ветра, температуры и параметров турбулентности в нижнем слое атмосферы	Труды ИЭМ, матер. ВММ, 1980, вып. 2, ч.4	1.5	Бызова Н.Л.
71	Расчет характеристик пограничного слоя по данным аэросиноптической сети станций в районе г. Москвы	Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 238	0.4	Лосев В.М.
72	Количественное описание вертикальной структуры приземного подслоя в модели планетарного слоя	Труды ИЭМ, 1981, вып. 27(100)	0.6	Бондаренко В.Н.
73	О параметризации эффектов планетарного слоя атмосферы с помощью законов сопротивления на основе трехпараметрической модели турбулентности	Труды ИЭМ, 1981, вып. 27(100)	0.5	Степаненко С.Н.
74	Методика количественной оценки крупномасштабного динамического взаимодействия планетарного пограничного слоя атмосферы с поверхностью океана	Труды ГОИН, вып. 156, 1981	0.6	Тарнопольский А.Г..
75	Обобщение характеристик пограничного слоя	Труды ИЭМ матер. ВММ, 1981, вып.2, ч.5	1.5	Бызова Н.Л..
76	Сопоставление результатов обобщения экспериментальных данных расчетов по модели	Труды ГГО, 1983, вып. 481	0.6	Степаненко С.Н.
77	Вертикальные профили ветра в бароклинном ППС	Труды ИЭМ, матер. ВММ, 1984, вып.2, ч.7	2.0	Бызова Н.Л.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
78	Учет бароклинности в модели ПСА	Сб. науч. трудов ЛПИ, 1984	0.2	Степаненко С.Н.
79	Предварительные результаты классификации по данным о температурной стратификации	Труды ИЭМ, 1984, вып.33(108)	0.6	Бызова Н.А.
80	Моделирование взаимодействующих атмосферного и океанского пограничных слоев	"Метеорология и гидрология", 1984, №5	0.5	Тарнопольский А.Г.
81	Классификация профилей вектора ветра в нижнем 300-метровом слое	"Метеорология и гидрология", 1985, № 12	0.4	Бызова Н.А.
82	Расчет интенсивности турбулентности и вертикальных сдвигов ветра на основе теоретической модели ПСА	Труды Гидрометцентра СССР, 1985, вып. 260	0.4	Павленко С.В.
83	Закономерности турбулентного обмена в струйных течениях	Труды ЛИСИ, 1986	0.4	Вайлерт В.Н.
84	Типовые профили температуры и скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы	Обнинск, 1986	4.0	Бызова Н.Л.
85	Моделирование верхнего турбулентного слоя в океане	Морской гидрофизический журнал, 1986, №1	0.4	Тарнопольский А.Г.
86	Математическое моделирование бароклинных пограничных слоев океана и атмосферы с учетом их взаимодействия в энергоактивных зонах	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т.6. М., 1986	0.5	Тарнопольский А.Г.
87	О возможной точности учета эффектов бароклинности при расчете профилей скорости ветра в ПСА	Труды ГГО, 1986, вып. 304	0.7	Степаненко С.Н.
88	Физико-статистические закономерности внутренней структуры	Отчет по теме №212, 1987, № 02840018097	9.0	Павленко С.В.
89	Закономерности турбулентного обмена в нижнем 300-метровом слое по данным высотной метеорологической мачты	Труды ИЭМ, 1987, вып.41(126)	0.7	Бондаренко В.Н.
90	Метод расчета и количественные оценки параметров трехмерной структуры ПСА по данным ПГЭП	"Метеорология и гидрология", 1987, № 9	0.5	Беркович Л.В.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<b>91</b>	Расчет вертикального профиля ветра в пограничном слое атмосферы	"Метеорология и гидрология", 1987, № 11	0.5	Бызова Н.А.
<b>92</b>	Количественные параметры городского пограничного слоя атмосферы	Труды международного симпозиума, Ереван, 1988	0.6	Клепикова Н.В.
<b>93</b>	Комплекс математических моделей атмосферного распределения и осаднения радионуклидов	Труды Всесоюз. конференции "Радиационные аспекты Чернобыльской аварии", 1983	0.6	Борзилов А.
<b>94</b>	Дифференциально-разностная схема решения омега-уравнения	Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 298	0.3	Мармерштейн И.И.
<b>95</b>	Statistical connection between temperature stratification, wind profiles and stability classes	Technical document WMO/TD, 1988, №187	0.3	Bysova N.L./
<b>96</b>	ABL theoretical model, diagnostic and forecasting quantitative characteristics of BL on FGGE data	Technical document WMO/TD, 1988, №187	0.5	Bercovich L.V.
<b>97</b>	Моделирование крупномасштабных полей вертикальных движений и облачности по данным ПГЭП	Труды Всесоюзного симпозиума 26-29 мая 1986, – М.: Гидрометиздат, 1989	0.4	Терещенко И.Э.
<b>98</b>	Расчет вертикальных профилей метеорологических величин в пограничном слое по прогностической информации полусферной модели	"Метеорология и гидрология", 1989, № 12	0.4	Беркович Л.В.
<b>99</b>	Приближенная оценка упорядоченных вертикальных движений над городской застройкой	"Метеорология и гидрология", 1990, № 5	0.3	Наседкина О.Б.
<b>100</b>	Характеристики пограничного слоя атмосферы в условиях большого города	"Метеорология и гидрология", 1990, № 7	0.3	Клепикова Н.В.
<b>101</b>	Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена в атмосфере	Л.:Гидрометиздат, 1990	10.0	Фоскарино О.В.
<b>102</b>	Моделирование пограничного слоя атмосферы для городской застройки и пригородной зоне	"Метеорология и гидрология", 1991, № 1	0.2	Тарнопольский А.Г.



<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
103	О спектрах метеорологических величин в пограничном слое атмосферы в мезомасштабном диапазоне	"Метеорология и гидрология", 1991, № 1	0.3	Бызова Н.А.
104	Нестационарная модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы	Изв. АН СССР "Физика атмосферы и океана", 1991, т. 27, № 12	0.3	Тарнопольский А.Г.
105	Моделирование трехмерной структуры взаимодействующих нестационарных пограничных слоев океана и атмосферы	Труды ГОИИ, вып. 202, 1991	1.1	Тарнопольский А.Г.
106	Построение устойчивого численного алгоритма решения омега-уравнения	Труды Гидрометцентра СССР, гидродинам. методы	0.2	Мармерштейн И.И.
107	Исследование циркуляционных диффузионных процессов шельфовой зоны для оценки последствий антропогенного воздействия	Сб. докладов Всесоюзной школы по средствам и методам исследования Мирового океана, т.2, ин-т океанологии АН СССР, Москва, 1991	0.1	Тарнопольский А.Г.
108	Пространственное распределение характеристик ПСА по территории Украины при типовых синоптических ситуациях	Деп. Укр. ИНТЭИ № 1326, 1992, УК 92	0.4	Боровская Г.А., Лазырина О.М.
109	Моделирование геофизического пограничного слоя	Доповіді НАН України, №9, 1993	0.6	Тарнопольский А.Г.
110	Трансграничный перенос и турбулентный обмен в проблеме охраны воздушного бассейна	Доповіді НАН України, №2, 1995	0.6	Тарнопольский А.Г.
111	Теоретические основы и оперативная схема расчета характеристик турбулентного обмена в шельфовой зоне моря	Сб. «Исследование шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1995	0.9	Тарнопольский А.Г.
112	Осаждение загрязняющих веществ из атмосферы на Азовское море и северную часть Черного моря	Метеорология и гидрология, №6, 1996	1.0	Лев Т.Д. Талерко Н.Н. Тарнопольский А.Г.
113	Complex method of modeling the internal structure of the atmospheric boundary layer over nonuniform underlying surface	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 23, WMO/TD - No.734, 1996.	0.4	Tarnopolsky A.G.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
114	Three-dimensional structure of atmospheric boundary layer over limited area	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 23, WMO/TD - No.734, 1996.	0.4	Tarnopolsky A.G.
115	Гидродинамическое моделирование как составная часть системы экологического мониторинга в прибрежной полосе морей Украины	Материалы между-народного симпозиума «Управление и охрана побережий северо-западного Причерноморья». Одесса. 1996	0.2	Тарнопольский А.Г..
116	Гидрометеорологический блок эколого-географической информационной системы	Сб. «Диагноз состояния среды прибрежных и шельфовых зон Черного моря». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1996	0.8	Тарнопольский А.Г..
117	Vertical motions modelling in atmospheric boundary layer	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 25, WMO/TD - No.792, 1997.	0.4	Tarnopolsky A.G.
118	The method of atmospheric boundary layer structure prediction	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 25, WMO/TD - No. 792, 1997.	0.4	Tarnopolsky A.G. Berkovich L.V.
119	Гидродинамическая модель атмосферного и океанского пограничных слоев	Метеорология и гидрология, № 7, 1 1997	1.1	Беркович Л.В. Тарнопольский А.Г..
120	Atmospheric transfer and turbulent exchange for air pollution estimation	Report and proceeding of the workshop..., No. 117, vol. 11. MSC-E of EMEP, WMO/TD - No. 806.Moscow, 1997	0.9	Tarnopolsky A.G.
121	The analysis and prediction of ABL parameters with the operative meteorological information	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 27, WMO/TD - No. 865, 1998	0.4	Tarnopolsky A.G. Berkovich L.V.
122	Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации	Метеорология и гидрология, №7, 1998	1.2	Беркович Л.В. Тарнопольский А.Г..

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
123	Концепция исследования антропогенного воздействия на морскую среду	Доповіді НАН України, № 2, 1999	0.6	Тарнопольский А.Г..
124	Quantitative description of interacting oceanic and atmospheric boundary layers	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 28, WMO/TD -No.942, 1999	0.4	Tarnopolsky A.G.
125	Joint modelling the sea shelf boundary layer and pollutant dispersion	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 30, WMO/TD - No. 987, 2000.	0.4	Tarnopolsky A.G.
126	Современные подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя в региональных и мезомасштабных прогностических схемах.	Український гідрометеорологічний журнал, 2006, № 1, с.33-47	0.7	Степаненко С.Н., Беркович Л.В.
127	Одесская школа теоретико-прикладных исследований атмосферного и океанического пограничных слоев	Метеорологія, кліматологія і гідрологія. Вип. 50, Ч.1. 2008. с. 4 - 24	0.9	Степаненко С.Н.
128	Computing Algorithm of a Solution of the Three-Dimensional Non-Stationary Turbulent Diffusion Equation on the Base of Alternating Direction Method	Український гідрометеорологічний журнал, 2009, № 4, с. 216-226	0.7	Stepanenko S.N.
129	Effect of Turbulence on Atmospheric Chemistry for non-constant reaction rate	Department of Environmental Sciences, Rutgers University, New Brunswick, NJ, USA	0.1	Stenchikov G.
<b><i>Навчально-методичні розробки</i></b>				
130	Методические указания к лабораторной работе "Оперативная схема прогноза геопотенциала по курсу Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1976	1.0	Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В
131	Методические указания к лабораторной работе "Оперативная схема прогноза геопотенциала" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1976	1.0	Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<b>132</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет пространственных производных метеорологических величин на ЭВМ" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1977	0.5	Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В
<b>133</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет динамического и теплового взаимодействия подстилающей поверхности и натекающего воздушного потока" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1977	0.5	
<b>134</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет фрикционных вертикальных токов" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1978	1.0	Хоменко Г.В.
<b>135</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет вертикальных профилей основных характеристик планетарного пограничного слоя атмосферы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1978	1.0	
<b>136</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет фрикционных вертикальных токов" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1978	1.0	Хоменко Г.В
<b>137</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет вертикальных профилей основных характеристик планетарного пограничного слоя атмосферы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1978	1.0	
<b>138</b>	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка параметров взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1978	0.8	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<b>139</b>	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка параметров взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1978	0.8	
<b>140</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет дифференциальных характеристик поля скорости по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1979	0.8	Хоменко Г.З.
<b>141</b>	Методические указания по курсу "Динамическая метеорология" для студентов IV курса з/ф	Одесса, ОГМИ, 1979	0.8	
<b>142</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет дифференциальных характеристик поля скорости " по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1979	0.8	Хоменко Г.В.
<b>143</b>	Методические указания по курсу "Динамическая метеорология" для студентов IV курса заочного факультета	Одесса, ОГМИ, 1979	0.8	
<b>144</b>	Методические указания по курсу "Динамическая метеорология" для студентов V курса заочного факультета	Одесса, ОГМИ, 1981	0.5	Хоменко Г.В.
<b>145</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет внутренней структуры ППС по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1982	0.9	Бондаренко В.Н.
<b>146</b>	Методические указания к лабораторной работы "Оперативная модель прогноза по полным уравнениям гидротермодинамики" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1982	1.5	Кивганов А.Ф., Бондаренко В.Н.
<b>147</b>	Методические указания к лабораторной работе "Расчет внутренней структуры ППС" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1982	0.9	Бондаренко В.Н.

<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
148	Методические указания к лабораторной работе "Оперативная модель прогноза по полным уравнениям гидротермодинамики" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1982	1.5	Кивганов А.Ф., Бондаренко В.Н.
149	Методические указания к лабораторной работе "Гидродинамическая модель расчета вертикальных токов" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1983	1.1	Степаненко С.Н.
150	Методические указания к лабораторной работе "Гидродинамическая модель расчета вертикальных токов" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1983	1.1	Степаненко С.Н.
151	Методическое указание "К выполнению научно-исследовательских работ по теоретической метеорологии"	Одесса, ОГМИ, 1984	0.8	Хоменко Г.В.
152	Методическое указание "К выполнению научно-исследовательских работ по теоретической метеорологии"	Одесса, ОГМИ, 1984	0.8	Хоменко Г.В.
153	Методические указания к лабораторной работе "Расчет характеристик крупномасштабных атмосферных процессов по данным ПГЭП" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1985	1.0	Бондаренко В.Н., Степаненко С.Н.
154	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка параметров взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности в низких широтах" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1985	1.8	Бондаренко В.Н. Степаненко С.Н.
155	Методические указания к лабораторной работе "Расчет характеристик крупно-масштабных атмосферных процессов по данным ПГЭП" по курсу Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1985	1.0	Бондаренко В.Н., Степаненко С.Н.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
156	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка вклада эффекта ППС в крупномасштабные атмосферные процессы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1985	0.8	Степаненко С.Н.
157	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка параметров взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности в низких широтах" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1986	1.8	Бондаренко В.Н., Степаненко С.Н.
158	Методические указания к лабораторной работе "Расчет внутренней структуры ППС" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1986	1.5	Бондаренко В.Н.
159	Методические указания к лабораторной работе "Расчет внутренней структуры ППС" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1986	1.5	Бондаренко В.Н.
160	Методические указания к лабораторной работе "Методика восстановления вертикальных профилей метеорологических величин в пограничном слое атмосферы по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1987	2.3	Бондаренко В.Н., Хоменко Г.В.
161	Методические указания к лабораторной работе "Методика восстановления вертикальных профилей метеорологических величин в пограничном слое атмосферы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1987	2.3	Бондаренко В.Н., Хоменко Г.В.
162	Методические указания к лабораторной работе "Решение баротропного уравнения завихренности итерационными методами" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1987	0.7	Хоменко Г.В.

<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
163	Методические указания к лабораторной работе "Упрощенная методика расчета вертикальных движений в атмосфере" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1988	0.7	Бондаренко В.Н., Хоменко Г.В.
164	Методические указания к лабораторной работе "Разностные методы в некоторых прикладных задачах метеорологии" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1989	1.2	Мармерштейн И.И.
165	Разностные методы в некоторых прикладных задачах метеорологии. Методические указания к лабораторной работе по курсу "Гидродинамические методы прогноза"	Одесса, ОГМИ, 1989	1.2	Мармерштейн И.И.
166	Методические указания к лабораторной работе "Расчет вертикального профиля ветра над аэродромом" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1990	1.1	Глазунов Д.Г Быковская С.П.
167	Методические указания к лабораторной работе "Физический анализ уравнения завихренности и его приложения к задаче гидродинамического прогноза" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1990	1.5	Хоменко Г.В., Бондаренко В.Н.
168	Методические указания к лабораторной работе "Расчет и анализ характеристик поверхностей раздела" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1990	0.6	Бондаренко В.Н.
169	Методические указания к лабораторной работе "Расчет вертикального профиля ветра над аэродромом" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1990	1.1	Глазунов Д.Г., Быковская С.П.
170	Методические указания к лабораторной работе "Физический анализ уравнения завихренности и его приложения к задаче гидродинамического прогноза" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1990	1.5	Хоменко Г.В, Бондаренко В.Н.



<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
171	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка оправдываемости гидродинамических полей ветра и геопотенциала" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1991	1.1	Хоменко Г.В, Бондаренко В.Н.
172	Методические указания к лабораторной работе "Расчет характеристик внутренней структуры приземного слоя атмосферы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1991	1.0	Бондаренко В.Н.
173	Методические указания к лабораторной работе "Количественная оценка оправдываемости гидродинамических прогнозов полей ветра и геопотенциала" по курсу "Гидродинамические методы прогноза погоды"	Одесса, ОГМИ, 1991	1.0	Хоменко Г.В. Бондаренко В.Н.
174	Методические указания к лабораторной работе "Расчет характеристик внутренней структуры приземного слоя атмосферы" по курсу "Динамическая метеорология"	Одесса, ОГМИ, 1991	1.0	Бондаренко В.Н.
175	Геофізична гідродинаміка (підручник для студентів гідрометеорологічного напрямку навчання)	ОГМИ, Одеса, 1998	19.4	Тарнопольский А.Г., Степаненко С.М.

*Аспіранти, які захистили дисертації на здобуття наукового ступеня  
кандидата географічних наук під науковим керівництвом  
Тарнопольського Анатолія Григоровича*

<i>№ n/n</i>	<i>П.І.Б.</i>	<i>Тема</i>	<i>Рік захисту</i>	<i>Співкерівники</i>
<i>1</i>	Чан Куанг Дык	Моделирование структуры пограничного слоя атмосферы и распространение загрязняющих веществ (на примере Вьетнама)	2002	
<i>2</i>	Белый Тарас Анатольевич	Турбулентно-ветровой режим в пограничном слое атмосферы южного приморского города	2002	
<i>3</i>	Мохаммед Саид Мохаммед Аль-Гухи	Оценка гелиоэнергетических ресурсов Аравийского полуострова	2005	Казаков А.Л.
<i>4</i>	Джамал Абубакар Авад Абад	Оценка ветровых ресурсов Аравийского полуострова и возможность их использования в целях ветроэнергетики	2006	Казаков А.Л.
<i>5</i>	Иванова Елена Васильевна	Верификация одномерных моделей пограничного слоя атмосферы в восстановлении пространственно-временных изменений метеорологических величин над водной поверхностью	2008	Казаков А.Л.

**СПИСОК**  
**наукових та навчально-методичних праць**  
**Тарнопольського Анатолія Григоровича**

<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<b>Наукові розробки</b>				
<b>1</b>	Совместное определение профилей метеорологических элементов и количественных характеристик турбулентности в пограничном слое атмосферы	Труды ГГО, вып. 77, 1958	0.3	
<b>2</b>	Шквал исключительной силы	Метеорология и гидрология, № 7, 1961	0.2	
<b>3</b>	Прогноз радиационных заморозков	Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.11 Гидрометеоиздат, Л., 1965	0.3	
<b>4</b>	Прогноз заморозков в условиях рельефа Среднего и Южного Урала	Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. III, вып. 3, Гидрометеоиздат, Л., 1966	0.3	Полянская С.В.
<b>5</b>	К статистической структуре и интерполяции в пространстве средней месячной температуры воздуха	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 68, 1970	0.4	
<b>6</b>	Об учете барических тенденций судовых станций	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 82, 1971	0.3	
<b>7</b>	Использование автоматизированной системы обработки синоптических телеграмм для оперативного объективного анализа полей метеорологических элементов	Метеорология и гидрология, №1, 1972	0.5	Багров А.Н.
<b>8</b>	Объективный анализ приземных полей метеозлементов для сетки с шагом 150 км	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 60, 1972	0.6	
<b>9</b>	Схема объективного анализа полей давления, барической тенденции, температуры и точки росы по данным сети синоптических станций	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 91, 1972	0.1	Багров А.Н. Белоусов С.Л.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
10	О расчете составляющих приземного ветра по синоптическим параметрам	Метеорология и гидрология, №9, 1972	0.5	Шнайдман В.А.
11	Статистическая макроструктура полей температуры и влажности в пограничном слое атмосферы	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 100, 1972	0.5	
12	Оптимальное согласование полей геопотенциала, температуры и точки росы изобарической поверхности 850 мб с наземными данными	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 108, 1972	0.4	Галахова Т.А.
13	Номограммы для определения прогностических упорядоченных вертикальных движений воздуха, рассчитываемых по полю давления	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 108, 1972	0.4	
14	Оперативная схема объективного анализа приземных метеорологических полей на Северном полушарии для прямоугольной сетки с переменным шагом	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 123, 1974	0.8	Багров А.Н. Белоусов С.Л. Артанова А.К.
15	О расчете вектора ветра в приземном слое атмосферы по синоптическим параметрам	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 129, 1974	0.6	Шнайдман В.А.
16	Параметризация планетарного пограничного слоя в прогностических моделях	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 145, 1974	0.6	Шнайдман В.А.
17	Метод определения вертикальных движений воздуха с учетом приземного трения	Труды Гидромет-центра СССР, вып. 149, 1974	0.5	Шнайдман В.А.
18	Пространственное распределение внешнего теплового баланса по данным экспедиции ТРОПЭКС-72	Труды ГОИН, вып. 124, 1975	0.4	
19	Связь месячных аномалий температуры воды и воздуха Северной Атлантики с циркуляцией в экваториальной стратосфере	Метеорология и гидрология, №11, 1975	0.4	
20	Оперативная методика контроля и объективного анализа приземных метеорологических полей	Сб. "Материалы Международного симпозиума социалистических стран", т.2. Гидрометеиздат, М., 1975	0.9	Багров А.Н. Белоусов С.Л.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
21	Опыт расчета фрикционных вертикальных движений воздуха	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 190,1976	0.6	
22	Параметризация бароклинного планетарного пограничного слоя атмосферы	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 180,1976	0.6	Шнайдман В.А.
23	Суточный ход и временные корреляционные характеристики составляющих внешнего теплового баланса в экваториальной зоне Северной Атлантики	Труды ГОИН, вып. 131,1976	0.6	
24	Распределение внешнего теплового баланса в тропической зоне Атлантического океана в связи с положением ВТЗК	Труды ГОИН, вып. 131,1976	0.5	Белевич В. В.
25	Структура бароклинного планетарного пограничного слоя атмосферы	Метеорология и гидрология, №3, 1977	0.5	Шнайдман В.А.
26	Внешний тепловой баланс экваториальной Атлантики	Труды ГОИН, вып. 135,1977	0.4	Белевич В.В.
27	Определение турбулентных потоков тепла на границе океан-атмосфера с использованием данных радиозондирования	Труды ГОИН, вып. 138,1977	0.6	
28	Вертикальные движения воздуха на верхней границе бароклинного планетарного пограничного слоя атмосферы	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 185, 1977	0.5	
29	Программа "БАЛАНС" для расчета внешнего теплового баланса и его составляющих по срочным данным (для поверхности океана)	Сб. "Автоматизация и машинная обработка гидрометеорологической информации", вып. 52. Изд. ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1977	0.1	
30	Об определении границ внутритропической зоны конвергенции по концентрации радона	Метеорология и гидрология, №2, 1978	0.4	Мединец В. И.
31	Влияние изменчивости составляющих теплового баланса на термический режим Северной Атлантики	Труды ГОИН, вып. 146,1979	0.6	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
32	Усовершенствованная модель планетарного пограничного слоя атмосферы	Метеорология и гидрология, №10, 1979	0.6	Шнайдман В.А.
33	Статистические характеристики связи аномалий температуры воды, воздуха и поглощённой радиации в Северной Атлантике для различных временных масштабов	Труды ГОИН, вып. 150, 1979	0.5	Шинкевич Н.Г.
34	Расчет ветра у поверхности моря в бароклинной модели взаимодействия атмосферы и океана	Труды Гидрометцентра СССР, вып. 225, 1979	0.6	
35	Дрейфовые течения и турбулентный обмен в пограничном слое океана	Доклады второго симпозиума по океанографическим исследованиям в ТРОПЭКС-74. Гидрометеиздат, М., 1980	0.7	
36	Методика количественной оценки крупномасштабного динамического взаимодействия планетарного пограничного слоя атмосферы с поверхностью океана	Труды ГОИН, вып. 156, 1981	0.6	Шнайдман В.А.
37	Пространственно-временная статистическая структура крупномасштабных гидрологических полей	Труды ГОИН, вып. 164, 1983	0.8	
38	Математическая модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы	Труды ГОИН, вып. 170, 1983	1.0	
39	Моделирование взаимодействующих атмосферного и океанского пограничных слоев	Метеорология и гидрология, №5, 1984	0.8	Шнайдман В.А.
40	Тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы в тропической зоне Атлантического океана	Сб. "Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы". Гидрометеиздат., М., 1984	0.4	
41	Изменчивость температуры воды для различные периодов осреднения	Труды ГОИН, вып. 175, 1984	0.6	Маковозенко Т.В.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
42	Параметризация турбулентных потоков над океаном для различных временных масштабов осреднения	Труды ГОИН, вып. 175, 1984	0.8	
43	Теплообмен океана и атмосферы в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне в связи с термодинамикой вод и метеорологическими условиями	Депонированная статья в ВНИИГМИ-МЦД, №387-гм - Д85от 12.03.85. РЖ №7, 1985	1.0	Шинкевич Н.Г.
44	Энерго- и массообмен океана и атмосферы в зоне теплых течений Северной Атлантики	Труды ГОИН, вып. 173, 1985	0.9	
45	Теплообмен между океаном и атмосферой в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне	Труды ГОИН, вып. 173, 1985	0.8	Шинкевич Н.Г.
46	Гидрометеорологическая характеристика Ньюфаундлендской энергоактивной зоны	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т. 5. М., 1985	2.0	Баранов Е.И. Барышевская Г.И. Колинко А. В.
47	Расчет составляющих теплового баланса поверхности океана по судовым данным (аннотация программы)	Сб. "Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета", вып.4. Изд. ВНИИГМИ - МЦД, Обнинск, 1985	0,1	
48	Моделирование верхнего турбулентного слоя в океане	Морской гидрофизический журнал, № 1, 1986	0.7	Швец С.В. Шнайдман В.А.
49	Математическое моделирование бароклинных пограничных слоев океана и атмосферы с учетом их взаимодействия в энергоактивных зонах	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т.6. М., 1986	0.5	Шнайдман В.А.
50	Структура полей гидрологических характеристик Ньюфаундлендской энергоактивной зоны, их связь с теплообменом через поверхность и с адвекцией вод	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т.7. М., 1986	0.6	Баранов Е.И. Барышевская Г.И. Колинко А.В.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
51	Тепловое взаимодействие океана и атмосферы в зоне западных пограничных течений Северной Атлантики	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т.7. М., 1986	0.2	Шинкевич Н.Г.
52	Вклад штормов в перенос тепла, влаги и количества движения через поверхность океана в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне	Труды ГОИН, вып. 181, 1987	0.5	
53	Исследование взаимодействия океана и атмосферы по данным океанографических съемок	Труды ГОИН, вып. 181, 1987	0.8	Шинкевич Н.Г.
54	Моделирование взаимодействия океана и атмосферы с учетом эффектов волнового слоя	Тезисы докладов 111 съезда советских океанологов. Секция «Физика и химия океанов». Л., Гидромете-оиздат, 1987	0.1	
55	Взаимодействие океана и атмосферы при различных синоптических ситуациях	Итоги науки и техники. Сер. "Атмосфера, океан, космос", т.8. М., 1987	0.4	
56	Бюллетень термодинамического состояния отдельных районов Северной Атлантики (1986 год)	ГОИН, Одесское отделение. Изд. ВНИИГМИ -МЦД, Обнинск, 1988	7.5	Баранов Е.И. Барышевская Г.И. Белевич Р.Р. и др. (всего 7 авторов)
57	Пространственно-временная изменчивость энтальпии деятельного слоя Северной Атлантики	Труды ГОИН, вып. 92, 1988	0.6	Маковозенко Т.В.
58	Энергообмен океана и атмосферы в области гидрологического фронта	Труды ГОИН, вып. 192, 1988	0.6	Шинкевич Н.Г.
59	Осреднение по акватории гидрометеорологических элементов и параметров взаимодействия океана и атмосферы	Сб. «Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование гидрофизических полей». Гидрометеоизд., М., 1989	0.7	



<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
60	Сопоставление экспериментальных данных с модельными расчетами структуры верхнего турбулентного слоя в океане	Сб. «Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование гидрофизических полей». Гидрометеоизд., М., 1989	0.4	Швец С.В.
61	Бюллетень термодинамического состояния отдельных районов Северной Атлантики (1987 год)	ГОИН, Одесское отделение и ААНИИ. Изд. ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1989	7.3	Баранов Е.И. Барышевская Г.И. Белевич Р.Р. и др. (всего 9 авторов)
62	Расчет параметров взаимодействия океана и атмосферы применительно к океанологическому прогнозу	Труды ГОИН, вып. 178, 1989	1.0	
63	Совместное определение профилей дрейфового течения и ветра над морем	Труды ГОИН, вып. 190, 1990	0.6	
64	Расчет приводного ветра, напряжения трения и дрейфового течения в тропической зоне Атлантического океана	Труды ГОИН, вып. 190, 1990	0.6	Моноте Н.Ф.
65	Бюллетень термодинамического состояния отдельных районов Северной Атлантики (1988 год)	ГОИН, Одесское отделение и ААНИИ. Изд. ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1990	15.0	Барышевская Г.И. Белевич Р.Р. Колинко А.В. и др. (всего 10 авторов)
66	Моделирование пограничного слоя атмосферы для городской застройки и пригородной зоны	Метеорология и гидрология, №1, 1991	0.6	Шнайдман В.А.
67	Турбулентность шельфовой зоны моря	Морской гидрофизический журнал, №1, 1991	0.9	
68	Тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы в юго-восточной части Северной Атлантики	Сб. «Обработка и анализ, моделирование и усвоение океанографической информации». Гидрометеодат, М., 1991	0.9	

<i>№ п/п</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
69	Влияние макромасштабных вертикальных движений на содержание бериллия-7 в приводном слое атмосферы	Труды ИПГ, вып. 77, 1991	0.5	Мединец В. И.
70	Моделирование трехмерной структуры взаимодействующих нестационарных пограничных слоев океана и атмосферы	Труды ГОИН, вып. 202, 1991	1.1	Шнайдман В.А.
71	Метод расчета приводного ветра	Труды ГОИН, вып. 202, 1991	0,6	
72	Вертикальная структура неглубокого турбулентного моря	Труды ГОИН, вып. 202, 1991	0.8	
73	Нестационарная модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы	Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, т.27, №12, 1991	0.8	Шнайдман В.А.
74	Моделирование геофизического пограничного слоя	Доповіді НАН України, №9, 1993	0.6	Шнайдман В.А.
75	Способ учета циркуляционно-диффузионных процессов в методике расчета предельно-допустимых сбросов веществ со сточными водами в прибрежную зону моря	В сб. «Проблемы охраны вод», вып. 1,2. УкрНЦОВ, Харьков, 1993	0.8	
76	Морские нефтеперевозки и экологическая безопасность Черного моря	Препринт НАН Украины. Институт проблем рынка и экономо-экологических исследований. Одесса, 1994	2.2	Круглякова Л.Л. Степанов В.Н. Живицкий А.А. и др. (всего 5 авторов)
77	Моделирование гидрофизических процессов шельфовой зоны моря	Сб. «Диагноз состояния морской среды Азово-Черноморского бассейна». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1994	0.7	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
78	О проведении комплексного мониторинга Черного моря	Сб. «Диагноз состояния морской среды Азово-Черноморского бассейна». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1994	0.6	Михайлов В.И Гудзь П.К.
79	Трансграничный перенос и турбулентный обмен в проблеме охраны воздушного бассейна	Доповіді НАН України, №2, 1995	0.6	Шнайдман В.А.
80	Теоретические основы и оперативная схема расчета характеристик турбулентного обмена в шельфовой зоне моря	Сб. «Исследование шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1995	0.9	Шнайдман В.А.
81	Осаждение загрязняющих веществ из атмосферы на Азовское море и северную часть Черного моря	Метеорология и гидрология, №6, 1996	1.0	Лев Т.Д. Талерко Н.Н. Шнайдман В.А.
82	Complex method of modeling the internal structure of the atmospheric boundary layer over nonuniform underlying surface	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 23, WMO/TD - No.734, 1996.	0.4	Shnaidman V. A.
83	Three-dimensional structure of atmospheric boundary layer over limited area	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 23, WMO/TD - No.734, 1996.	0.4	Shnaidman V. A.
84	Концепция морского экологического мониторинга: научные и управленческие аспекты	Материалы международного симпозиума «Управление и охрана побережий северо-западного Причерноморья». Одесса, 1996	0.1	Павленко Н.Е.
85	Украинский научный центр экологии моря	Судоходство, №6, 1996	0.5	Бондарь С.Б.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
86	Гидрометеорологический блок эколого-географической информационной системы	Сб. «Диагноз состояния среды прибрежных и шельфовых зон Черного моря». НАН Украины, МГИ. Севастополь, 1996	0.8	Шнайдман В.А.
87	Гидродинамическое моделирование как составная часть системы экологического мониторинга в прибрежной полосе морей Украины	Материалы международного симпозиума «Управление и охрана побережий северо-западного Причерноморья». Одесса. 1996	0.2	Шнайдман В.А.
88	Vertical motions modelling in atmospheric boundary layer	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 25, WMO/TD - No.792, 1997.	0.4	Shnaidman V.A.
89	The method of atmospheric boundary layer structure prediction	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 25, WMO/TD - No.792, 1997.	0.4	Shnaidman V.A. Berkovich L.V.
90	Гидродинамическая модель атмосферного и океанского пограничных слоев	Метеорология и гидрология, №7, 1 1997	1.1	Беркович Л. В. Шнайдман В.А.
91	Atmospheric transfer and turbulent exchange for air pollution estimation	Report and proceeding of the workshop..., No. 117, vol. 11. MSC-E of EMEP, WMO/TD -No. 806.Moscow, 1997	0.9	Shnaidman V.A.
92	The analysis and prediction of ABL parameters with the operative meteorological information	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 27, WMO/TD -No.865, 1998.	0.4	Shnaidman V.A. Berkovich L.V.

<b>№ n/n</b>	<b>Назва</b>	<b>Вихідні дані</b>	<b>Обсяг (друк. арк.)</b>	<b>Співавтори</b>
<b>93</b>	Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации	Метеорология и гидрология, №7, 1998	1.2	Беркович Л.В. Шнайдман В.А.
<b>94</b>	Экологические исследования Азово-Черноморского бассейна и других районов Мирового океана	Судоходство, № 8-9, 1998	0.8	Бондарь С.Б.
<b>95</b>	Геофізична гідродинаміка (підручник для студентів гідрометеорологічного напряму навчання)	ОГМІ, Одеса, 1998	19.4	Шнайдман В.А. Степаненко С.М.
<b>96</b>	Концепция исследования антропогенного воздействия на морскую среду	Доповіді НАН України, № 2, 1999	0.6	Шнайдман В.А.
<b>97</b>	Quantitative description of interacting oceanic and atmospheric boundary layers	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 28, WMO/TD -No.942, 1999	0.4	Shnaidman V.A.
<b>98</b>	Оптимизация сети станций морского экологического мониторинга Азово-Черноморского бассейна	Метеорология, климатология и гидрология, № 36, 1999	0.7	
<b>99</b>	Оценка скорости сухого осаждения загрязняющих веществ из атмосферы на морскую поверхность	Метеорология, климатология и гидрология, №36, 1999	0.7	Лепешкин В.И.
<b>100</b>	Расчет структуры атмосферного пограничного слоя по данным объективного анализа метеорологических полей	Метеорология, климатология и гидрология, № 36, 1999	0.8	Чан Куанг Дык
<b>101</b>	Modelling of the deposition of the atmospheric pollutants on the underlying surface	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 30, WMO/TD -No.987, 2000.	0.4	Lepyoshkin V.I.
<b>102</b>	Joint modelling the sea shelf boundary layer and pollutant dispersion	Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Rep. No. 30, WMO/TD -No.987, 2000.	0.4	Shnaidman V.A.

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
103	Система экмановских пограничных слоев атмосферы и моря	Метеорология, климатология и гидрология, №41, 2000	0.9	Белый Т.А.
104	The deposition of the atmospheric pollutants of the underlying surface	Reports of International symposium «The Black sea ecological problems», SCSEIO, Odessa, 2000	0.8	Lepyoshkin V. I.
105	База данных для диагноза и прогноза состояния атмосферы над территорией Украины и Азово-Черноморским бассейном.	Вычислительные технологии. 2002, Т.7, специальный выпуск.	0.5	Казаков А.Л.
106	Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя.	ТЭС, Одесса, 2002.	26,3	
107	Восстановление вертикальных профилей метеорологических величин в приземном слое атмосферы	Метеорологія, кліматологія та гідрологія. –2002. – Вип. 46.	0.6	Джамал Абубакар Авад Абад
108	Вертикальная структура пограничного слоя атмосферы над морем.	Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2008. - Вип.50	0.7	Казаков А.Л., Иванова Е.В.
<b>Навчально-методичні розробки</b>				
109	Неинерциальные системы отсчета в геофизической гидродинамике	Методические указания по курсу «Геофизическая гидродинамика». Одесса, 1995	1.5	
110	Термодинаміка об'єктів геофізичної гідродинаміки	Методичні вказівки з курсу «Геофізична гідродинаміка». Одеса, 1999	1.2	Коваленко Л.Б.
111	Опис руху об'єктів геофізичної гідродинаміки у обертовій системі координат	Методичні вказівки з курсу «Геофізична гідродинаміка», Одеса, 2001	2.0	
112	Фізика граничного шару атмосфери (навчальний посібник для студентів гідрометеорологічного напрямку освіти)	ОГМІ, Одеса, 2001	9,9	

<i>№ n/n</i>	<i>Назва</i>	<i>Вихідні дані</i>	<i>Обсяг (друк. арк.)</i>	<i>Співавтори</i>
<i>113</i>	Неинерциальные системы отсчета в геофизической гидродинамике	Методические указания по курсу «Геофизическая гидродинамика». Одесса, 1995	1.5	
<i>114</i>	Геофізична гідродинаміка (підручник для студентів гідрометеорологічного напрямку навчання)	ОГМІ, Одеса, 1998	19.4	Шнайдман В.А. Степаненко С.М.
<i>115</i>	Термодинаміка об'єктів геофізичної гідродинаміки	Методичні вказівки з курсу «Геофізична гідродинаміка». Одеса, 1999	2.2	Коваленко Л.Б.
<i>116</i>	Опис руху об'єктів геофізичної гідродинаміки у обертовій системі координат	Методичні вказівки з курсу «Геофізична гідродинаміка», Одеса, 2001	2.0	