

Номер 1

2006

УКРАЇНСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Головний редактор
С.М. Степаненко

Український гідрометеорологічний журнал

Науковий журнал

Номер 1, 2006 р.

Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Протокол №7 від 29.06.2006р.

Головний редактор С.М. Степаненко

Редакційна колегія: С.М. Степаненко, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ (головний редактор);
А.М. Польовий, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ (заст. голов. редактора); Є.П. Школьний, д-р техн. наук, проф.,
ОДЕКУ (заст. голов. редактора); В.С. Антоненко, д-р географ. наук, УкрНДІГМІ; В.М. Бойко, канд. географ. наук,
Укргідрометцентр; Є.Д. Гопченко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; О.Г. Іваненко, д-р географ. наук, проф.,
ОДЕКУ; В.А. Єфімов, д-р фіз.-мат. наук, проф., ОДЕКУ; М.І. Кульбіда, канд. географ. наук, Укргідрометцентр;
В.М. Ліпінський, Держгідрометслужба України; Н.С. Лобода, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; І.Д. Лосва, д-р
географ. наук, проф., УкрНЦЕМ; П.Д. Ломакін, д-р географ. наук, Морський гідрофізичний інститут НАН України;
З.А. Міщенко, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Михайлов, д-р географ. наук, проф., ОДЕКУ; В.І. Осадний,
канд. географ. наук, УкрНДІГМІ; О.Б. Полонський, д-р географ. наук, проф., Морський гідрофізичний інститут
НАН України; О.О. Світличний, д-р географ. наук, проф., Одеський національний університет ім. І.І. Мечнікова;
С.І. Сніжко, д-р географ. наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка; В.Ф. Суховій, д-р
географ. наук, проф., ОДЕКУ; Ю.С. Тучковенко, д-р геогр. наук, с.н.с., ОДЕКУ; В.К. Хільчевський, д-р географ.
наук, проф., Київський національний університет ім. Тараса Шевченка;
О.І. Маруніч – відповідальний секретар

Український гідрометеорологічний журнал: Науковий журнал / Голов. ред. С.М.Степаненко. –
Одеса: Вид. "ТЕС", 2006. – Номер 1. – 248 с.

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

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

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

Наклад: 150 екземплярів

Адреса редакційної колегії:
м. Одеса, 65016, вул.Львівська, 15,
Одеський державний екологічний університет,
тел. (048)2-32-67-45



ЗМІСТ

<i>Ліпінський</i> Гідрометеорологічна служба в Україні.....	5
Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА	
<i>Степаненко С.Н., Волошин В.Г.</i> Применение вероятностного подхода к оценке экологической опасности высокого уровня загрязнений атмосферы.....	14
<i>Польовий А.М.</i> Моделювання росту лісової екосистеми в умовах радіоактивного забруднення.....	23
Розділ 2. МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ	
<i>Шнайдман В.А., Беркович Л.В., Степаненко С.Н.</i> Современные подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя в региональных и мезомасштабных прогностических схемах.....	33
<i>Ивус Г.П., Ефимов В.А., Грушевский О.Н.</i> Частные случаи блокирования зональных переносов над территорией Украины.....	48
<i>Волошина О.В.</i> Хвильовий характер і енергетика процесів коливання геопотенціальної висоти і температури ізобаричних поверхонь.....	55
<i>Иванов С.В.</i> Цифровой фильтр как слабое ограничение на этапе инициализации численной модели MM5.....	63
<i>Борисова С.В., Лужбин А.М., Маслаков А.В.</i> Пространственно-временной режим общего содержания озона над антарктическим полуостровом.....	72
<i>Вельмискин Д.И., Перельгин Б.В., Сиротенко Т.В.</i> Построение модели и разработка алгоритма определения характеристик излучения системы антенна – радиопрозрачное укрытие с регулярными слоями осадков.....	83
<i>Петров В.И.</i> Некоторые результаты радиолокационных исследований градоопасных кучево-дождевых облаков, развивающихся на бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье.....	88
Розділ 3. АГРОМЕТЕОРОЛОГІЯ	
<i>Антоненко В.С.</i> Моделирование влияния агрометеорологических условий на процесс закаливания и перезимовку озимой пшеницы.....	95
<i>Мищенко З.А.</i> Комплексное районирование агроклиматических ресурсов продуктивности винограда в Украине.....	104
<i>Божко Л.Е.</i> Агрометеорологические условия и продуктивность овощных культур в Украине.....	119
<i>Барсукова Е.А.</i> Модель формирования продуктивности ярового ячменя....	128
<i>Наумов М.М.</i> Период посев-всходы растений и биологическое время.....	135
<i>Щербак Л.В.</i> Метод прогнозу середньої районної урожайності цукрового буряку в Україні.....	140

<i>Свидерская С.М.</i> Оценка влияния весенних заморозков на формирование урожая картофеля.....	145
<i>Мкртчян О.С.</i> Картування водно-повітряного режиму ґрунту та перерозподілу вологи на схилах з використанням отриманих за допомогою ГІС-аналізу топографічних індексів.....	151

Розділ 4. ГІДРОЛОГІЯ СУШІ

<i>Лобода Н.С., Ехнич М.П.</i> Использование ЕОФ- анализа для выявления основных предикторов формирования полей годового стока взвешенных наносов (на примере рек бассейна р.Десна).....	158
<i>Гопченко Е.Д., Черой А.И.</i> Динамика морского края Килийской дельты реки Дунай и дна ее устьевого взморья.....	163
<i>Лобода Н.С., Нгуен Ву Ань.</i> Статистическая структура полей годового стока в бассейне р.Уссури и стокоформирующие факторы.....	170
<i>Обухов Є.В.</i> Мілководдя дніпровських водосховищ та їх економіко-екологічні питомі показники.....	176
<i>Шахман І.О.</i> Характеристики річного стоку річок Нижнього Подніпров'я в умовах господарської діяльності.....	186
<i>Яров Я.С.</i> Использование уточненного метода расчета ежедневных расходов растворенных веществ на реках Украинских Карпат.....	193
<i>Киндюк Б.В., Мельник С.В., Бирюков А.В.</i> Разработка сценария формирования рек Калос, Караец, Жван, Лядова.....	203

Розділ 5. ОКЕАНОЛОГІЯ

<i>Тучковенко Ю.С., Торгонская О.А.</i> Адаптация численной гидротермодинамической модели МЕССА к условиям северо-западного шельфа Черного моря.....	209
<i>Михайлов В.И., Капочкина А.Б.</i> Исследование высокочастотной составляющей изменчивости интенсивности подземного питания гидросферы.....	220
<i>Хохлов В.Н., Серга Э.Н., Свиаренко А.А., Василишин В.Н., Лукьянова Е.Е.</i> Временная изменчивость площади распространения льда в полярных морях и ее связь с атмосферной телеконнекцией	226
<i>Илюшин В.Я., Олифиренко Н.О.</i> Особенности изменчивости уровня и денивилиации водной поверхности в Керченском проливе, влияющие на проходимость судов по морскому каналу.....	233
<i>Андрианова О.Р.</i> Оценка связи колебаний уровня Черного моря на станциях северо-западного побережья с расходами рек Днепр и Дунай.....	241

В.М. Ліпінський

Голова Державної гідрометеорологічної служби

ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНА СЛУЖБА В УКРАЇНІ

Одеський державний екологічний університет започатковує важливу справу для всіх гідрометеорологів України – видавництво наукового періодичного журналу, сторінки якого розкриватимуть результати теоретичних та експериментальних наукових і науково-прикладних досліджень у галузі гідрометеорології.

Керівництво Державної гідрометеорологічної служби вітає вихід першого періодичного видання - „Український гідрометеорологічний журнал” - і бажає невтомним трударям Університету успіхів на ниві просвіти.

Національна гідрометеорологічна служба по праву гордиться найціннішим своїм скарбом – висококласними фахівцями, справжніми знавцями своєї справи, які здобули свою професію в Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ - колишній Одеський гідрометеорологічний інститут), Київському національному університеті ім. Тараса Шевченка (КНУ), Чернівецькому університеті, Харківському та Херсонському гідрометеорологічних технікумах, які зараз входять до складу ОДЕКУ.

Наразі в гідрометеорологічній службі України працюють близько 900 випускників КНУ та біля 750 випускників ОДЕКУ. Переважну більшість з них складають гідрологи, метеорологи, гідрохіміки (гідроекологи).

Загалом з двох тисяч працівників, які мають вищу освіту, близько 43% складають випускники географічного факультету КНУ, більше 36% - випускники ОДЕКУ (без врахування молодих спеціалістів, яких випускають технікуми), майже 90 випускників Чернівецького університету. В гідрометслужбі працюють 8 докторів, 55 кандидатів наук.

В організаціях гідрометслужби працює близько 5,5 тисяч спеціалістів високої кваліфікації, самовідданих ентузіастів. Багато з них нагороджені державними та відомчими відзнаками. Зважаючи на важливість професії Указом Президента України від 11 березня 2003 року в Україні встановлено професійне свято - День працівників гідрометеорологічної служби, яке відзначається щорічно 19 листопада.

При підготовці кадрів для національної гідрометеорологічної служби і сьогодні залишається необхідність ще більшого наближення освіти та науки до виробництва. В межах курсових, бакалаврських та, особливо, магістерських робіт доцільно максимально використовувати фактичні дані спостережень і робіт державної гідрометслужби, в тому числі за останні роки, що дозволить реально та ефективно впроваджувати їх в практичну діяльність гідрометслужби. Найефективніша практика для студентів та, що проводиться на базі установ та організацій гідрометслужби, з чим успішно справляється Український гідрометцентр. В ньому проходять практику, а потім залишаються працювати випускники Київського національного університету ім. Тараса Шевченка, працюють і випускники ОДЕКУ. В учбові плани студентів необхідно ширше включати теми, пов'язані з використанням сучасних методів спостережень і прогнозування – космічних, комп'ютерного моделювання та прогнозування атмосферних процесів, водного режиму тощо.

Величезна кількість випускників ОДЕКУ працюють за межами України, а саме в колишніх республіках колишнього СРСР, в країнах Африки, Латинської Америки, Азії, навіть в Новій Зеландії, Індонезії та на Філіппінах. Переглядаючи сторінки сайту Одеського державного екологічного університету в Інтернеті приємно відзначити, що в

різних куточках земної кулі є випускники університету, і всіх їх пов'язує ще з часів студентства дружба, любов та повага до Alma Mater.

Гідрометслужба в Україні має давню та славу історію. Перші інструментальні метеорологічні спостереження на території України розпочаті у Києві в 1771 році. Наприкінці XVIII ст. систематичні спостереження за погодою, режимом р. Дніпра біля м. Києва почав проводити видатний громадський діяч та вчений М.Ф. Берлінський. Мережу метеорологічних спостережень на Південному заході Російської імперії організував О.В. Клосовський. Вона розміщувалась від Бессарабії до Криму та від Одеси до Чернігова. У 1892 році була організована Наддніпрянська метеорологічна мережа, яка вже у 1896 році нараховувала понад 700 пунктів спостережень. Велике значення в розвитку гідрометеорологічної науки мало відкриття в Україні університетів, завдяки яким у першій половині XIX століття значно активізувались систематичні наукові дослідження в галузі гідрометеорології, кліматології, геофізики. До 1914 року на території України майже в кожній губернії існували свої мережі гідрометеорологічних спостережень. Вони утримувались за рахунок бюджету губерній.

Декретом Ради Народних Комісарів України 19 листопада 1921 року була створена єдина державна метеорологічна служба України - Укрмет. У грудні 1929 року організовано Гідрометеорологічний комітет, до складу якого увійшли всі метеорологічні та гідрологічні служби, що існували в Україні.

Під час Великої Вітчизняної війни Гідрометеорологічна служба України входила до складу Збройних Сил СРСР, і основна увага приділялась гідрометеорологічному забезпеченню діючої армії.

У післявоєнні роки найголовнішим завданням Гідрометеорологічної служби України було відновлення старих та відкриття нових станцій і постів. За успішне виконання цього завдання Українському управлінню гідрометеорологічної служби у 1946 році була присуджена всесоюзна премія.

В подальшому, після відновлення кадрового потенціалу, почався планомірний розвиток гідрометеорологічної служби в Україні, як складової частини загальносоюзної Гідрометеорологічної служби. Основу цієї роботи складало забезпечення її сталого функціонування, розширення об'ємів і підвищення якості спостережень, вдосконалення засобів збору та обробки інформації, застосування потужних електронно-обчислювальних машин, широке впровадження аерологічних спостережень.

Для забезпечення наукових досліджень в галузі гідрометеорології в Україні успішно діє Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут.

З 1965 року розпочались роботи з моніторингу забруднення природного середовища на базовій мережі.

Після здобуття незалежності України у 1991 році на базі Українського управління гідрометеорологічної служби утворено Державний комітет України з питань гідрометеорології.

У 2000 році Комітет увійшов у статусі Департаменту гідрометеорологічної служби і моніторингу до Міністерства екології та природних ресурсів України. Постановою Кабінету Міністрів України від 27 грудня 2001 року № 1750 утворено урядовий орган державного управління - Державна гідрометеорологічна служба (Держгідромет), яка функціонувала у складі Мінекоресурсів України. Указом Президента України від 20 квітня 2005 року №681 Держгідромет передано зі складу Міністерства охорони навколишнього природного середовища України до Міністерства України з питань надзвичайних ситуацій та у справах захисту населення від наслідків Чорнобильської катастрофи.

18 лютого 1999 року Верховною Радою України прийнятий Закон України "Про гідрометеорологічну діяльність", який є основним документом щодо діяльності та

розвитку Гідрометслужби України. Він визначає загальні правові, економічні, соціальні та організаційні засади провадження гідрометеорологічної діяльності в Україні, правовий статус національної гідрометеорологічної служби та її працівників.

Історія гідрометслужби в Україні багата подіями та її діячами. Колишні керівні працівники Служби М.П. Скрипник, М.О. Абашин, П.В. Шендрик, В.М. Лило, Д.А. Бурцев, В.І. Костін, Н.Ф. Токар та багато інших, відданих своїй праці, людей є взірцем роботи і для нинішньої когорти гідрометеорологів. Особливе місце в історії Служби займає Тимофій Кирилович Богатир, видатний організатор і керівник, який більше 30-ти років свого життя присвятив гідрометеорологічній діяльності. За бездоганну працю мав велику кількість вітчизняних та закордонних нагород. Він залишив про себе світлу пам'ять. На батьківщині створено музей його імені, у 1993 році піднято державний прапор України на новому експедиційному судні Гідрометслужби, якому постановою Кабінету Міністрів України присвоєно назву "Тимофій Богатир". Близько 20-ти років Гідрометслужбу очолював М.П. Скрипник, з 1993 року - В.М. Ліпінський.

Наразі національна гідрометслужба налічує більше тисячі пунктів спостережень. Державна система гідрометеорологічних спостережень – це комплексна багаторівнева вимірювально-інформаційна система, призначена для проведення систематичних спостережень за станом атмосфери, водних та інших об'єктів.

Вона складається із стаціонарних і пересувних пунктів і технічних засобів спостережень, забезпечує регулярні спостереження:

- приземні метеорологічні;
- геліогеофізичні;
- аерологічні;
- метеорологічні радіолокаційні;
- метеорологічні авіаційні, супутникові;
- агрометеорологічні;
- гідрологічні (річкові, озерні, морські);
- спеціалізовані гідрометеорологічні (воднобалансові, селестокові, сніголавинні);
- за хімічним і радіоактивним забрудненням навколишнього природного середовища.

Основу системи спостережень складають 124 метеорологічні, 32 авіаметеорологічні, 9 аерологічних станцій, більше 25 гідрологічних станцій і підрозділів, 14 морських, 3 спеціалізовані агрометеорологічні, 2 воднобалансові, 2 селестокові, 2 сніголавинні, озерні станції на водосховищах, 375 річкових, 60 озерних, 16 морських постів, значна кількість метеорологічних та агрометеорологічних постів. Базові спостереження за забрудненням атмосферного повітря ведуться на 161 стаціонарному посту у 53 містах, атмосферних опадів у 30 і снігового покриву у 46 населених пунктах, поверхневих вод суші у 215 пунктах, морських вод у 91 пункті, ґрунтів у 34 адміністративних районах. Функціонує розгалужена радіометрична мережа, є експедиційні судна річкового, озерного та морського типу.

В АР Крим та кожній області функціонують Центри з гідрометеорології, які здійснюють збір, узагальнення даних спостережень для випуску основного продукту гідрометеорологічної служби - прогнозів та створення відповідних баз і банків даних. Методичними центрами системи гідрометеорологічних спостережень і прогнозування є Центральна геофізична обсерваторія (директор О.О. Косовець), Український гідрометцентр (начальник М. І. Кульбіда), Гідрометцентр Чорного та Азовського морів (начальник А.А. Котляров), державне підприємство "Український авіаметеорологічний центр" (директор Г.І. Дуденко), ряд гідрометеорологічних бюро та обсерваторій.

Вивчення радіоактивного забруднення природного середовища розпочалось у 1957 році. З того часу створено мережу станцій спостережень і лабораторного контролю.

З перших годин аварії на Чорнобильській атомній електростанції спеціалісти Гідрометслужби України взяли участь у роботах з ліквідації її наслідків. У виконанні цих заходів було задіяно більше 300 чоловік, автомобілі, теплоходи і літаки. Результати радіометричних і гідрометеорологічних спостережень поряд з іншими даними про ситуацію дозволили Уряду країни робити необхідні висновки та приймати обґрунтовані рішення щодо найбільш складних проблем з ліквідації та мінімізації наслідків аварії на ЧАЕС.

З метою сталого функціонування і подальшого розвитку національної гідрометеорологічної служби 29 травня 1996р. постановою Кабінету Міністрів України № 579 затверджена Державна програма науково-технічного переоснащення системи гідрометеорологічних спостережень та базової мережі спостережень за забрудненням навколишнього природного середовища (Державна програма “Метеорологія”), яка дала поштовх розвитку галузі вітчизняного гідрометеорологічного приладобудування. Виконано низку дослідно-конструкторських робіт та організовано виробництво гідрометеорологічних приладів, автоматизованих комплексів та станцій. За результатами державних приймальних випробувань ряд приладів та автоматизованих станцій внесено до Державного реєстру засобів вимірювальної техніки. В експлуатацію введено автоматизовані метеорологічні аеродромні станції “АМАС АВІА-1”, анемометри “МАРК-60”, вимірювачі атмосферного тиску “БАР”, лазерні вимірювачі висоти нижньої межі хмар “ЛВВХ-1”, комплекти повірочні барометричні “БАР-Г”, вимірювачі кількості та інтенсивності атмосферних опадів, радіозонди “ПАЗА”, універсальні гідрологічні лебідки, встановлено комплекси з перевірки вимірювачів швидкості течії та вітру, інші прилади та обладнання.

Ряд важливих науково-дослідних робіт здійснено в рамках реалізації Кліматичної програми України, яка затверджена постановою Кабінету Міністрів України від 28 червня 1997 р. № 650. Це дозволило поліпшити забезпечення органів планування та галузей економіки інформацією та прогнозами змін клімату.

Гідрометеорологічне забезпечення та обслуговування – це кропітка робота, результати якої оцінюються кожного дня. Необхідність і важливість гідрометеорологічного забезпечення визначаються значною залежністю практично всіх галузей економіки від погодних умов та гідрологічного режиму водних об’єктів. Найбільший вплив гідрометеорологічні умови здійснюють на діяльність всіх видів транспорту, паливно-енергетичного комплексу, виробництво сільськогосподарської продукції, будівництво, комунальне господарство тощо.

Прогноз погоди, гідрологічного режиму, стану та врожайності сільськогосподарських культур, метеорологічних умов забруднення повітря є необхідним оперативним матеріалом для керівників і спеціалістів всіх галузей економіки та органів державного управління.

Інформування населення України про стан погодних умов на найближчі дні і попередження про несприятливі явища вже стало об’єктивною потребою кожної людини. Своєчасні попередження про стихійні лиха зберігають найдорожче - людське життя.

Статистика свідчить, що більш ніж 80% всіх стихійних лих, що спостерігалися на планеті протягом останнього десятиріччя, пов’язані із метеорологічними та гідрологічними явищами. Більш ніж 65% матеріальних збитків та близько 90% людських жертв обумовлені стихійними метеорологічними та гідрологічними явищами – річковими паводками, засухами, тайфунами тощо.

Не обходять такі лиха і Україну. Більшість стихійних лих, пов'язаних з водою, обумовлені погодними чинниками. Тривала засуха призводить до маловоддя, нестачі води для галузей економіки, питного забезпечення, погіршення екологічного стану водних об'єктів. Снігові та дощові паводки руйнують житлові та промислові будівлі, транспортні комунікації, створюють загрозу життю людей. Такі прояви стихії властиві для більшості річок України, особливо для річок Карпатського регіону.

Катастрофічні паводки в Закарпатті 1998 та 2001 років, засуха у 2003 та 2005 роках, щорічні сильні зливи, штормові вітри, ожеледь – далеко не повний перелік гідрометеорологічних явищ, які спричинили матеріальні збитки економіці держави протягом останніх років.

Гідрометслужба попереджує та однією з перших бере участь у ліквідації наслідків стихійних лих. Голова Служби працює в Державних та міжвідомчих комісіях, в зоні лиха ведуться почащені гідрометеорологічні спостереження, здійснюються відповідні розрахунки та рекомендації для боротьби із затопленням, цілодобово складаються та уточнюються гідрологічні та метеорологічні прогнози.

З метою найбільш повного задоволення потреб різних споживачів гідрометеорологічне забезпечення проводиться на всіх рівнях системи національної гідрометслужби:

- гідрометеорологічними станціями (районний і місцевий рівень);
- обласними центрами з гідрометеорології (обласний рівень);
- гідрометобсерваторіями та гідрометбюро (спеціалізоване забезпечення різних рівнів);
- Українським гідрометеорологічним центром та Центральною геофізичною обсерваторією (для всієї території України);
- авіаметеорологічними станціями та державним підприємством “Український авіаметеорологічний центр” (спеціалізоване забезпечення авіації);
- Гідрометеорологічним центром Чорного та Азовського морів (спеціалізоване морське забезпечення).

Щорічно прогностичними організаціями Гідрометслужби складаються і доводяться до споживачів близько 275 тисяч прогнозів і попереджень, в тому числі:

- близько 1,5 тисяч оперативних інформацій та спеціальних доповідей;
- більше 7 тисяч щоденних гідрометеорологічних бюлетенів;
- близько тисячі агрометеобюлетенів;
- близько 80 тисяч метеорологічних (з них 40 тисяч спеціалізованих) та 100 тисяч авіаційних прогнозів;
- близько 8 тисяч гідрологічних прогнозів;
- 1,8 тисяч агрометеорологічних прогнозів;
- біля 5 тисяч штормових попереджень про небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища.

Окрім того, зацікавленим споживачам надається багато інших спеціалізованих прогнозів та довідок.

Гідрометеорологічне прогнозування і обслуговування неможливе без постійно функціонуючої системи збору, обробки та розповсюдження інформації. Зараз продовжується переоснащення організацій Гідрометслужби сучасними програмно-апаратними телекомунікаційними комплексами вітчизняної розробки.

Обробка гідрометеорологічної інформації здійснюється Головним інформаційно-обчислювальним центром Українського гідрометцентру, а також створеною інформаційно-обчислювальною мережею на базі серверів та автоматизованих робочих місць спеціалістів синоптиків, агрометеорологів, гідрологів.

Одним з пріоритетів гідрометеорологічної служби є метеорологічне обслуговування авіації, головною метою якого є підвищення безпеки та ефективності

польотів повітряних суден над територією України і на міжнародних авіалініях. Забезпечення здійснюється по аеродромах, маршрутах і районах польотів для екіпажів повітряних суден та інших авіаційних споживачів. Жоден літак не здіймається у повітря без проведення необхідної передпольотної метеорологічної підготовки екіпажу.

Інформацію для авіаційних експлуатантів на кожному аеродромі цивільної авіації України здійснюють різні метеорологічні підрозділи Гідрометслужби України: невеликі оперативні групи та станції, такі як АМСЦ Бердянськ, Ізмаїл, великі авіаметеорологічні станції I розряду - АМСЦ Київ, Сімферополь, Одеса та найбільший - державне підприємство “Український авіаметеорологічний центр” (ДП „УАМЦ”). Останній є головним методичним центром з питань метеозабезпечення цивільної авіації, на який, крім іншого, покладено стажування та перепідготовка спеціалістів з авіаційної метеорології, випробування та впровадження в оперативну роботу нових технологій і методик прогнозування небезпечних для авіації явищ погоди.

ДП “УАМЦ” оснащений сучасним метеобладнанням та технологіями роботи, майже всі процеси роботи автоматизовані, завдяки чому він займає одне з перших місць в СНД. Щорічно ДП “УАМЦ” обслуговує до 15 тисяч літаковильотів, які виконують близько 100 авіакомпаній.

Авіаметцентр і метеорологічні станції постійно складають і уточнюють прогнози погоди майже для 40 аеродромів і майданчиків для приземлення літаків цивільної авіації. Вони також готують попередження про небезпечні явища погоди на аеродромах, маршрутах і районах польотів. Для отримання прогнозів та інформації про фактичний стан погоди на закордонних аеродромах використовуються оперативні метеорологічні дані Віденського та Брюссельського банків авіаметеорологічних даних, центрів зональних прогнозів.

Щорічно авіаційні метеорологи обслуговують близько 60 тис. літаковильотів, з яких більше третини - на міжнародних трасах. Метеорологічне забезпечення міжнародних польотів здійснюється у відповідності зі стандартами і рекомендаціями Всесвітньої Метеорологічної Організації (ВМО) та міжнародної організації цивільної авіації (ІКАО), членом яких є Україна.

В останні роки активізувалось технічне переоснащення авіаметеорологічних станцій. На трьох аеродромах уже працюють сучасні автоматизовані комплекси закордонних виробників, на шести – авіаметеорологічні комплекси вітчизняних виробників., які отримали сертифікат Укравіатрансу для використання їх при метеозабезпеченні польотів. В найближчі роки планується оснастити всі міжнародні аеродроми України автоматизованими системами спостережень.

Держгідромет разом з Державіаслужбою щойно завершив розробку „Правил метеорологічного забезпечення цивільної авіації”, які планується ввести в дію найближчим часом.

Науково-дослідна робота в галузі гідрометеорології та базових спостережень за забрудненням навколишнього природного середовища в Україні здійснюється Українським науково-дослідним гідрометеорологічним інститутом (УкрНДГМІ), Одеським державним екологічним університетом, рядом інших наукових і освітніх закладів.

Починаючи з 1992 р. УкрНДГМІ є головною в Україні науково-дослідною установою в галузі гідрометеорології та базового моніторингу навколишнього середовища. На нього покладено завдання по розвитку гідрометеорологічної науки та науково-методичному забезпеченню гідрометеорологічної служби, в тому числі:

– вивчення природи стихійних гідрометеорологічних явищ, небезпечних для народного господарства, національної безпеки і населення та удосконалення систем попередження про можливість їх виникнення та розвитку;

- дослідження і прогнозування регіональних змін клімату в Україні, їх екологічних і соціально-економічних наслідків;
- вивчення впливу погоди на продуктивність і врожайність сільськогосподарських культур; на агрофітотехнології і системи землеробства для розробки методів агрометеорологічних прогнозів;
- дослідження закономірностей фізичних процесів, що відбуваються в атмосфері, для розробки методів прогнозування різної завчасності; вивчення процесів утворення хмар і формування опадів з метою їх штучного збільшення;
- вивчення режиму водних об'єктів для створення автоматизованих систем прогнозування весняних повеней і дощових паводків;
- вивчення впливу гідрометеорологічних умов на антропогенне забруднення природного середовища для розробки наукових принципів спостережень за забрудненням довкілля, методів прогнозу його інтенсивності;
- вивчення радіоактивного забруднення території України для науково-методичного забезпечення радіаційного моніторингу природного середовища в зоні впливу Чорнобильської АЕС та інших діючих атомних станцій України;
- дослідження гідрометеорологічного режиму і гідрохімії Чорного та Азовського морів;
- створення технічних засобів і систем отримання та методів обробки гідрометеорологічної інформації для розвитку інформаційних, супутникових та радіолокаційних технологій.

До складу інституту входять відділи фізики атмосфери; кліматичних досліджень та довгострокових прогнозів погоди; досліджень стану атмосфери; гідрологічних досліджень; гідрохімії; радіаційного моніторингу природного середовища; агрометеорологічних досліджень; засобів вимірювань; метрології та стандартизації, що розташовані в м. Києві; а також морське відділення у м. Севастополь, відділ експериментальних досліджень у м. Дніпропетровськ, експериментальна гідрометеорологічна база у м. Богуслав (Київська область), експериментальний метеорологічний полігон в с. Жовтневе (Дніпропетровська обл.).

Проведення досліджень в інституті здійснюється з використанням сучасного наукового обладнання. Зокрема, інститут володіє унікальною плавучою лабораторією - теплоходом "Георгій Готовчиць", оснащеною системою концентрування колоїдних та завислих речовин; гамма-спектрометрами різних типів; комплексом апаратури атомно-абсорбційної спектроскопії, гель-проникаючої хроматографії, ультрафільтрації та іонообмінної хроматографії, супутниковою навігаційною системою визначення положення. Інститут володіє станцією з прийому супутникової інформації, кількома гамма-спектрометрами фірми ORTEC, комплексом апаратури для визначення вмісту хімічних домішок (фотоелектроколометри, атомно-абсорбційні спектрофотометри, іоно-вимірювачі; хроматографи, рентгено-флуоресцентне устаткування, гамма-спектрометри спектрофотометри); для виконання НДДКР використовується понад 50 сучасних комп'ютерів. Велику цінність має спеціалізована бібліотека інституту з питань гідрометеорології, що є однією з найбагатших в Україні, а також гідрометеорологічні фонди та архіви.

Інститут веде підготовку наукових кадрів через аспірантуру.

Останнім часом в УкрНДГМІ підготовлено "Атлас стихійних метеорологічних явищ"; розроблено технологію оперативного довгострокового прогнозування небезпечних метеорологічних явищ та методику довгострокового прогнозу погоди із завчасністю до 3-х місяців; розроблено концепцію побудови діагностичних та прогностичних моделей хмарних систем атмосферних фронтів та циклонів; створено автоматизовані системи прогнозування паводків та повеней в басейнах Прип'яті, Тиси,

Дністра, Дунаю, Подніпров'я; розроблено та впроваджено “Комп’ютерну інформаційно-аналітичну систему для збереження та обробки даних гідрологічних спостережень”; поліпшено методологію моніторингу природного середовища, що узагальнено в монографії “Радіоекологія водних об’єктів зони впливу Чорнобильської аварії” та “Методичних рекомендаціях по радіаційному моніторингу оточуючого середовища”; підготовлено “Каталог лавинних осередків у гірських районах України”; “Тлумачний словник з сільськогосподарської метеорології”, видано монографії “Річки і водойми України. Стан і використання”, “Радіація та вода”, видано фундаментальну монографію “Клімат України”.

Результати наукових досліджень фахівців УкрНДГМІ регулярно друкуються у збірнику наукових праць інституту, провідних наукових виданнях України та за кордоном; впроваджуються не тільки в оперативних підрозділах гідрометеорологічної служби, а також в енергетиці, сільському господарстві та транспорті. Вчені інституту є учасниками багатьох міжнародних програм і проектів, зокрема пов’язаних з проблемами глобального потепління і кліматичних змін; довгострокового прогнозу погоди та фізики атмосфери; радіаційного моніторингу природного середовища та екологічних наслідків аварії на ЧАЕС, оздоровлення екологічного стану Дніпра.

У розвиток наукових досліджень вносить вклад і Карадазька науково-дослідна геофізична обсерваторія гідрометслужби, яка є базовою науково-виробничою організацією в галузі озонметрії та ультрафіолетометрії.

Гідрометслужба України має Галузевий державний архів, створений постановою Уряду України. В ньому містяться унікальні дані спостережень. Основні види режимної узагальненої інформації, що знаходиться в архіві - це матеріали по метеорологічному та гідрологічному режиму (метеорологічні щомісячники; метеорологічні щорічники; щорічні дані про режим та ресурси поверхневих вод України; щорічні дані про випаровування з водної поверхні по території України; довідки, огляди про погодні умови та їх вплив на галузі економіки тощо, інші узагальнення гідрометеорологічних умов); по агрометеорологічному режиму (агromетбюлетені, довідки, огляди, прогнози врожайності тощо); по стану забруднення природного середовища (щорічники даних про забруднення поверхневих вод, атмосферного повітря, атмосферних опадів, морських вод, ґрунтів; огляди та довідки стану забруднення природного середовища за даними системи базових спостережень Гідрометслужби України) та інше.

Україна є членом-засновником Всесвітньої Метеорологічної Організації (ВМО) з 1948 року. Гідрометслужба України бере участь у виконанні зобов’язань країни з міжнародного обміну оперативними даними і роботах практично в усіх програмах ВМО, зокрема в Глобальній службі атмосфери, Всесвітній службі погоди, Оперативній гідрологічній програмі. Ряд проектів виконано в рамках програми добровільного співробітництва ВМО, зокрема з питань надання супутникового обладнання і приладів.

Інформація з 41 метеорологічної і 8 аерологічних станцій постійно надходить у Глобальну систему телезв’язку ВМО. Ряд метеорологічних станцій входить в Глобальну систему спостережень за кліматом. Спостереження за гідрометеорологічними умовами та геофізичними величинами здійснюється відповідно до стандартів та рекомендацій ВМО.

Держгідромет бере участь у виконанні Міжнародної гідрологічної програми ЮНЕСКО (на його базі працює Національний комітет з цієї програми), у співробітництві з питань Рамкової конвенції ООН зі зміни клімату, зокрема в роботі Міжурядової групи експертів зі зміни клімату.

Активно працює Національна гідрометслужба України в рамках Міждержавної ради з гідрометеорології (МРГ). З рядом держав підписані і виконуються двосторонні

угоди про співробітництво в галузі гідрометеорології. Здійснюється активна взаємодія з нашими колегами з сусідніх держав в рамках двосторонніх угод щодо прикордонних та транскордонних водотоків. В листопаді 2005 року Україна вдруге прийматиме учасників сесії МРГ.

Гідрометслужба України бере участь у ряді міжнародних проектів, зокрема Спільному проекті Україна - НАТО з готовності та реагування на паводки в Карпатському регіоні, Дансько-словацько-українському проекті з автоматизації і прогнозування в басейнах річок Бодрог, Уж, Латориця, Програмі ГЕФ - ПРООН з екологічного оздоровлення басейну Дніпра тощо.

Працівники гідрометслужби України беруть участь у міжнародних конференціях, підвищували свою кваліфікацію на учбових курсах в Ізраїлі, Німеччині, Швеції, Данії, Югославії, Росії, Франції, Чехії та в інших державах.

Голова Держгідромету є постійним представником при ВМО, представляє Україну на конгресах, сесіях та інших міжнародних форумах з питань гідрометеорології та змін клімату.

Географічна наука в світі відіграє важливу роль у забезпеченні науково обґрунтованих засад стійкого розвитку суспільства, формує підґрунтя збалансованого врахування економічних, соціальних та екологічних потреб людства. Концепція стійкого розвитку, що була сформована у 1987 році у звіті „Наше спільне майбуття” Всесвітньої комісії із навколишнього середовища та розвитку, визначила стійкий розвиток суспільства як такий, що відповідає потребам сьогодення та задовольняє потребам майбутніх поколінь. Реалізація положень стійкого розвитку вимагає, щоб проблеми охорони навколишнього природного середовища, раціонального використання та відтворення природних ресурсів розглядались на національному та міжнародному рівнях разом з питаннями економічного та соціального розвитку суспільства.

Всесвітній самміт із стійкого розвитку, що відбувся в Йоганнесбурзі (Південна Африка) у 2002 році, закликав всі нації просувати вперед та посилювати зусилля в напрямку реалізації основних складових стійкого розвитку – економічного розвитку, соціального розвитку та захисту навколишнього природного середовища на локальному, національному, регіональному та глобальному рівнях. На самміті було визнано, що досягнення стійкого розвитку вимагатиме першочергової уваги до таких проблем, як запобігання та пом'якшення негативних наслідків природних лих, удосконалення оцінки та управління водними ресурсами, адаптація економіки та населення до коливань та змін клімату, розвиток моніторингу забруднення природного середовища, забезпечення населення сільськогосподарською продукцією тощо. У вирішенні цих питань значне місце належить національним гідрометслужбам, в тому числі і українській.

За роки діяльності Служби були і досягнення, і важкі часи. Але протягом всього свого існування Службі вдавалось виростити та зберегти головне своє багатство - високоосвічених професіоналів, відданих своїй справі працівників та державну мережу спостережень. Саме висока кваліфікація, енергія та любов до своєї справи працівників на усіх рівнях дає змогу Державній гідрометеорологічній службі виконувати свої завдання в непростих умовах сьогодення. Інформація про гідрометеорологічні умови, прогнози їх змін є одним із вагомих факторів, що забезпечують сталий соціально-економічний розвиток, обороноздатність та безпеку держави. Повсякденна цілодобова робота метеорологів, гідрологів, синоптиків дає змогу галузям економіки запобігти можливим збиткам від небезпечних явищ погоди, врятувати в разі випадків найцінніше – людські життя.

Розділ 1. ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МОНІТОРИНГУ НАВКОЛИШНЬОГО СЕРЕДОВИЩА

УДК 504.3:551.510.522

С.Н. Степаненко, доктор физ.-мат. наук,
Одесский государственный экологический университет

В.Г. Волошин, канд. географ. наук,
Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова

ПРИМЕНЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТНОГО ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВЫСОКОГО УРОВНЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ АТМОСФЕРЫ

Разработан метод расчета метеорологического потенциала загрязнения атмосферы на основе теоремы Байеса. Оценка потенциала может быть сделана либо по данным стандартных метеорологических наблюдений, либо по данным климатической информации. Модель прогноза экологического риска пригодна для практических расчетов. Модель может быть использована как формальная база для всестороннего изучения и сравнительных оценок экологических рисков.

Ключевые слова: прогноз экологического риска, потенциал загрязнения атмосферы, неблагоприятные метеорологические условия, теорема Байеса.

Введение. Оценка и прогнозирование экологической обстановки в аварийных ситуациях и в условиях нормального функционирования потенциально опасных, в экологическом отношении, объектов является одной из важнейших задач мониторинга окружающей природной среды.

Экологическая опасность, с точки зрения физических процессов рассеяния и распространения примесей определяется нестационарностью и неоднородностью метеорологических полей, приводящих к росту (“накоплению”) концентраций вредных примесей в приземном слое атмосферы [3]. Такая экологическая опасность многими авторами, например в [1], [2], оценивается с помощью специального критерия, названного «потенциалом загрязнения атмосферы (ПЗА)». Понятие «потенциал загрязнения атмосферы» формулируется, как «сочетание метеорологических факторов, обуславливающих уровень возможного загрязнения атмосферы от источников в данном географическом районе».

Не случайно здесь присутствует слово «сочетание», которое, с вероятностной точки зрения, предполагает пересечение событий, каждое из которых может способствовать образованию высоких уровней загрязнения воздуха.

Следовательно, ПЗА есть вероятность пересечения однородных случайных событий $P(D)$ (danger), которые в совокупности образуют неблагоприятные погодные условия (НПУ). Если события независимы в совокупности, то

$$P(D) = P(V \cap S \cap T) = P(VST) = P(V)P(S)P(T),$$

если происходит совмещение любых событий, то

$$P(D) = P(V \cap S \cap T) = P(VST) = P(V)P(S|V)P(T|VS), \quad (1)$$

где V –слабый ветер, S –стратификация (устойчивая или неустойчивость), T - температурная инверсия или др. параметры.

Основные неблагоприятные метеорологические факторы для источников разных типов сведены в табл. 1 [1], [4].

Таблица 1- Неблагоприятные метеорологические условия для источников разных типов

Источник примесей. Объект воздействия.	Основные метеорологические величины, определяющие условия рассеяние и распространение примесей			
	Термическая стратификация нижнего слоя атмосферы	Скорость ветра (м/с)		Высота инверсии над источником выброса, м
		на уровне 10 м	на уровне источника	
<i>O</i>	μ_1	μ_2	μ_3	μ_4
Высокий с горячими выбросами	неустойчивая	3-7	7-12	Приподнятая, $H \approx 100-200$
Высокий с холодными выбросами	неустойчивая	<1 штиль	3-5	Приподнятая, $H \approx 10-200$
Низкие источники	устойчивая	<1 штиль	<1 штиль	Приземная, $\Delta H \approx 50-100$

Различают метеорологический и климатический потенциалы загрязнения атмосферы. Первый характеризует короткопериодные (до 3суток), а второй долгопериодные (месяц- сезон) изменения ПЗА. Краткосрочный (или среднесрочный) прогноз ПЗА основан на прогнозе погодных условий, которые способствуют образованию опасных уровней загрязнения атмосферы. Исходной информацией для оперативной оценки ПЗА, в этом случае, являются не только данные о текущих погодных условиях, но и значения концентрации загрязняющих веществ и их физико-химические параметры. Методы и принципы такого прогноза предложены Берляндом М.Е., например, в работе [2].

Установлено, что между средними уровнями загрязнения атмосферного воздуха, климатическими, географическими и производственными факторами данного региона существует определенная причинно-следственная связь. Интенсивность загрязнения воздушного бассейна обусловлена не только климатическими показателями данного региона, такими как, скорость и направление ветра, влажность и температура воздуха, количество и продолжительность осадков, повторяемость температурных инверсий, но и особенностью рельефа местности, наличием растительного покрова и водоёмов, расположением источников загрязнения по отношению к объектам воздействия и др.

Модель оценки экологического риска. Цель настоящей работы является построение формальной математической модели экологического риска применительно к

задаче охраны воздушного бассейна от загрязнения. Работа содержит взгляды авторов на физические основы и физико-статистическую теорию оценки экологического риска.

Рассмотрим некоторую систему $F=O \cup E$, состоящую из источника (объекта) загрязняющего атмосферу O и окружающей среды $E=A \cup R$, где A – среда переноса (передачи) воздействий, а R – объект, который подвергается воздействию. Таким образом, объект O оказывает через среду A влияние на объект R .

Состояние объекта O характеризуется рядом параметров $h=\{h_i\}$, $h \in O$. Такими параметрами, могут быть, например, производительность источника выброса вредных примесей (кг/с), высота и тип источника, различные физико-химические свойства примесей и др. Следовательно, состояние O в моменты времени $t \in [0, T]$, будет представлено некоторой случайной функцией $h=h(t)$.

Состояние среды A (атмосфера), через которую происходит перенос вредных примесей от источников до объекта воздействия, также характеризуется рядом параметров $m=\{m_i\}$, $m \in A$. Такими параметрами могут быть скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, класс устойчивости атмосферы и др.. В различные моменты времени состояние A характеризуется различными значениями этих параметров, т.е. случайной функцией $m=m(t)$.

Наконец, состояние объекта R , который подвергается воздействию, может быть охарактеризовано скалярным параметром $l \in R$, который представляет величину потерь (или ущерба) нанесенного объекту R воздействием объекта O .

Объект R может понести экономические, санитарно-гигиенические, экологические или другие виды потерь или ущерба. Параметр l (loss) полностью определяется состоянием системы $O \cup A$ и представляет собой систему двух случайных функций

$$l = l(h(t), m(t)) . \quad (2)$$

Однако, если, например, ущерб нанесенный объекту R зависит от концентрации вредных веществ $c(x, t)$ в атмосфере, в заданной точке пространства x , то функция $l = l(h(t), m(t))$ преобразуется в одномерную случайную функцию определяющую, например, ингаляционными дозами вредных веществ D

$$l = l(D(t)) , \text{ где } D(t) = \int_0^t c(x, t) dt \quad (3)$$

или непосредственно полями концентрации примеси, которые, как векторное, так и скалярное, определяются параметрами системы $O \cup A$, т.е. есть многомерной функцией $c = c(h(t), m(t))$.

Далее будем считать, что каждое сечение случайных функций в интервале $[0, T]$ фиксируется как некоторое элементарное событие $\omega_j \in \Omega$, а $\Omega \in F$.

Здесь Ω – произвольное однородное вероятностное пространство (о.в.п.) элементарных событий, которое детерминированным образом определяется значениями h_i, m_i, l_i, c_i , а F – система случайных событий.

Если, например, определить экологическую опасность, которой подвергается объект R , как математическое ожидание потерь l

$$\mathbf{M}_l(t) = \langle l(t, \omega) \rangle. \quad (4)$$

то из (4) следует, что функция опасности является функцией времени в силу того, что $l(t, \omega)$ процесс.

В пространстве (Ω, F, P) выделим множество

$$\Omega_c = \{ (c) : 0 \leq c \leq c_m \} \quad (5)$$

которое $\Omega_c \in F$ и $\Omega_d \cup \Omega_s$, где Ω_d – подмножество опасных (danger) исходов, которые фиксируются как случайные события превышения норм допустимых концентраций ($k \cdot \text{ПДК}$, где k - коэффициент) вредных веществ, в районе расположения объекта R , Ω_s – подмножество неопасных (standard) исходов, когда поле концентраций примесей не отклоняется от допустимых норм. Эти подмножества составляют полную группу событий, так как

$$\Omega_d \cap \Omega_s = \emptyset, \quad \bigcup_{j=1}^k \Omega_c = E,$$

т.е. события попарно несовместны и одно из событий $c_j \in \Omega_c$ обязательно происходит в интервале $[0, T]$

Сделаем принципиальное упрощение задачи. Будем считать, что работа объекта O (одиночные источники вредных примесей различного типа или их сумма) происходит без нарушения технологического режима, т.е. вероятность аварийных, экологически опасных, исходов за счет работы объекта O крайне мала, а случайная функция $h=h(t)$ стационарна и, следовательно, математическое ожидание случайной величины h , характеризующей работу объекта, определяется как $\mathbf{M}[h(t)] = h(t)$.

В этом случае, будем предполагать, что экологически опасные ситуации, такие когда поле концентраций $\omega_i \in \Omega_d$ и неопасные ситуации, такие когда $\omega_i \in \Omega_s$, возникают не за счет аварийной работы объекта O и/или изменения функции источника $h=h(t)$, например, изменения объемов выброса вредных веществ, а только в связи с изменением состояния среды A (атмосфера), через которую происходит перенос вредных примесей, т.е. за счет изменения поведения случайной функции $m=m(t)$.

Тогда в системе событий F события, характеризующие метеорологические условия, будут представлены множеством Ω_m , дискретного n -мерного пространства элементарных событий Ω , состоящее из векторов (u_1, u_2, \dots, u_n) , координаты которых u_k принимают счетное множество значений. Следуя вышесказанному, математическое ожидание потерь l теперь можно представить как

$$\mathbf{M}_l = \langle P(\Omega_d) \cdot \mathbf{M}(\Omega_m | \Omega_d) \rangle \quad (6)$$

где $\mathbf{M}(\Omega_m | \Omega_d)$ – условное математическое ожидание метеорологических условий ведущих к опасным экологическим ситуациям.

Для определения \mathbf{M}_l введем в дискретное о.в.п. Ω случайный вектор $(\mu=m, \eta=c)$ (здесь m – значение метеовеличины, c – значение концентрации) и найдем условное

распределение величины μ при условии, что задано значение η . Тогда, если выполняются условия

$$P(\mu = m_i, \eta = c_j) = p_{ij} > 0, \quad \sum_{i,j=1}^{\infty} p_{ij} = 1$$

$$P(\mu = m_i) = \sum_{j=1}^{\infty} p_{ij} = p_{i.} > 0, P(\eta = c_j) = \sum_{i=1}^{\infty} p_{ij} = p_{.j} > 0,$$

с помощью уравнения условной вероятности [5], можно найти вероятность случайной величины $\mu = \mu(m)$ при условии, что произошло событие $\eta = \eta(c)$, соответствующее, например, высокой концентрации вредных примесей, а именно

$$P(\mu = m_i | \eta = c_j) = \frac{P(\mu = m_i, \eta = c_j)}{P(\eta = c_j)} = \frac{p_{ij}}{p_{.j}} \quad (7)$$

Из (7) следует, что вероятность пересечения рассматриваемых нами событий $A_m \in \Omega_m \in F$ и $C_c \in \Omega_c \in F$ может быть найдена по теореме умножения для любых событий следующим образом

$$P(AC) = p_{ij} = P(\mu | \eta = c_j) \cdot P(C_j) \quad (8)$$

или

$$P(AC) = p_{ij} = P(\eta | \mu = m_i) \cdot P(A_i)$$

Если в (7) фиксировать c_j (или j), то вероятность $P(\mu | \eta = c_j)$ представляет условное распределение величины μ при условии, что $\eta = c_j$, а условное математическое ожиданием величины μ в этом случае будет найдено как

$$\mathbf{M}(\mu | \eta = c_j) = \sum_{i=1}^{\infty} m_i \cdot P(\mu | \eta = c_j) \quad (9)$$

В том случае если левые части (7) и (9) рассматривать как функции от c_j , то условное распределение и условное математическое ожидание μ можно считать случайными величинами, которые определены в исходном вероятностном пространстве (Ω, F, P) . Тогда они определяются соответственно формулами

$$P(\mu = m_i | \eta) = \begin{cases} P(\mu = m_i | \eta = c_j), & \text{если } \omega \in (\eta = c_j) \\ & j = 1, 2, \dots, \end{cases} \quad (10)$$

$$\mathbf{M}(\mu | \eta) = \begin{cases} \mathbf{M}(\mu | \eta = c_j), & \text{если } \omega \in (\eta = c_j) \\ & j = 1, 2, \dots, \end{cases}$$

где $P(\mu = m_i | \eta = c_j)$, $M(\mu | \eta = c_j)$ определены ранее формулами (7) и (9).

Теперь проведем разбиение пространства Ω на классы опасности C_z (где $z=1,2, \dots, n$ – номер класса), например, C_d – когда $c \gg \text{ПДК}(z=1)$, C_s – когда $c \ll \text{ПДК}(z=2)$.

Такое разбиение позволяет получить полное математическое ожидание потерь в виде

$$M_l = M[M(m | C_z)] \quad (11)$$

Условное математическое ожидание $M(m | C_z)$ (функция регрессии $\hat{m} = f(c)$) рассматривается как случайная величина, поэтому, применяя осреднение к случайной величине, уравнение (11) можно записать в эквивалентной форме

$$M_l = \sum_{z=1}^n P(C_z) \cdot M_z \quad (12)$$

где $P(C_z)$ вероятность класса z , а

$$M_z = \int_{\omega \in C_z} P(\omega | C_z) \cdot l(\omega) d\omega = \int_{m \in C_z} \rho(m | C_z) \cdot l(m) dm \quad (13)$$

представляет условное математическое ожидание потерь M_z , для определения которого необходимо найти условные плотности вероятностей $\rho(m | C_z)$ метеорологических величин m_k для классов опасности C_z .

Так как, классы опасности C_d и C_s представляют группу несовместных гипотез «высокого» и «низкого» потенциала загрязнения атмосферы то, принимая во внимание уравнение (9), в окончательной форме уравнение (12) имеет следующий вид

$$\begin{aligned} M_l &= P(C_s) \cdot \int_{\omega \in C_s} P(\omega | C_s) l(\omega) d\omega + P(C_d) \cdot \int_{\omega \in C_d} P(\omega | C_d) l(\omega) d\omega = \\ &= P(C_s) \cdot M_s + P(C_d) \cdot M_d \end{aligned} \quad (14)$$

В уравнении (14) величина M_s представляет условное математическое ожидание систематической составляющей опасности (интегральный риск), а M_d потенциальную опасность (дифференциальный риск), обусловленную неблагоприятными погодными условиями. Очевидно $M_d \gg M_s$.

И в том и в другом случае параметр l зависит от состояния атмосферы A , так как при $h(t)=\text{const}$ поле концентрации есть функция только метеоусловий $c=c(m)$.

Поэтому величина потерь (ущерба) нанесенного объекту R , может быть оценена через вероятности метеорологических условий $\{m_i(t)\}$ распределенных в интервале времени $[0, T]$. Функция $m=m(t)$, представляющая собой временной ход метеовеличин в пограничном слое атмосферы, может быть получена по данным систематических метеорологических наблюдений в районе расположения объекта R .

Модель прогноза потенциала загрязнения атмосферы. Выражения (12) и (14) является общими и, непосредственно не могут использоваться в практических расчетах.

Однако, предложенная схема оценки функции потерь с учетом той или иной “гипотезы” опасности позволяет сформулировать задачу прогнозирования ПЗА.

Естественно, задача сводится к переоценке вероятностей двух гипотез – C_d и C_s :

C_d – {прогнозируется высокий уровень ПЗА};

C_s – {прогнозируется низкий уровень ПЗА}.

Обычно имеется один или несколько источников информации о состоянии погоды, в нашем случае это может быть комплекс, включающий k -прогностических параметров, для которых найдены условные распределения метеорологических величин при разных классах опасности.

Тогда при наличии информации по комплексу прогностических параметров, возможно пересмотреть априорные вероятности гипотез и найти их апостериорные, или условные вероятности, основываясь на фактической или прогностической информации о поведении случайной функцией $m=m(t)$.

Такое решение может быть найдено с помощью уравнений (11) и (12).

Пусть

$$\mu = \begin{cases} 1, & \text{если } \omega \in A, \\ 0, & \text{если } \omega \in \bar{A}, \end{cases} \quad \eta = \begin{cases} c_j & \text{если } \omega \in C_j, \\ j = 1, 2, \dots, \end{cases}$$

где $C_i C_j = \emptyset$, $i \neq j$, $\bigcup_{j=1}^{\infty} C_j = \Omega_c$. Тогда

$$\mathbf{M}\mu = P(A), \quad P(\eta = c_j) = P(C_j), \quad \mathbf{M}(\mu | \eta = c_j) = P(A | C_j)$$

Подставляя эти выражения в (12) и учитывая, что $P(C_z) = P(\eta = c_j)$, а $\mathbf{M}_z = \mathbf{M}(\mu | \eta = c_j)$ приходим к «формуле полной вероятности» [5] со счетной системой событий C_1, C_2, \dots, C_n

$$P(A) = \sum_{z=1}^n P(C_z) P(A | C_z) \quad (15)$$

Далее, используя уравнения (8) и (15) и учитывая, что в дискретном о.в.п. рассматриваются случайные вектора $(\mu_K = m, \eta = c)$, представленные случайными метеорологическими величинами $\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_K$ (см. табл.1), учитывая также то, что их условные распределения (при $\eta = C_z (z=1,2)$), по отдельности и в совокупности стохастически независимы, получим формулу Байеса [5] для двух гипотез класса опасности C_d и C_s .

$$P(C_d | A_1, A_2, \dots, A_k, \dots) = \frac{P(C_d) \prod_{k=1}^n P(A_k | C_d)}{P(C_d) \prod_{k=1}^n P(A_k | C_d) + P(C_s) \prod_{k=1}^n P(A_k | C_s)} \quad (16)$$

Обозначая для краткости условную вероятность $P(C_d | A_1, A_2, \dots, A_k) = P_d$ и упрощая правую часть (16) имеем

$$P_d = \left[1 + \frac{P(C_s)}{P(C_d)} \prod_{k=1}^n \frac{P(A_k | C_s)}{P(A_k | C_d)} \right]^{-1} \quad (17)$$

Так как случайная метеорологическая величина может быть представлена как $(x_1 \leq \mu < x_2) = (\mu < x_2) \setminus (\mu < x_1) \in F$, то в (17) условные вероятности метеорологических событий A_k можно заменить на условные плотности распределения величин μ_k . Окончательно для P_d запишем

$$P_d = \left[1 + r_p \cdot \prod_{k=1}^n \frac{p_s(\mu_k = x_i)}{p_d(\mu_k = x_i)} \right]^{-1} \quad (18)$$

Априорные вероятности $P(C_d)$ и $P(C_s)$ можно установить по многолетним статистическим данным. Однако, значение отношения $r_p = [P(C_s) / P(C_d)]$ не должно оказывать большого влияния на качество разделения классов опасности C_z , оно лишь будет изменять порговое значение P_d . Поэтому в общем случае можно принять $r_p = [P(C_s) / P(C_d)] = 1$.

Таким образом, первоначальная (априорная) оценка вероятности истинности гипотезы P_d составляла 0,5, но путем учета новой информации об определяющих метеорологических параметрах можно получить более точную оценку P_d , которую далее можно использовать в качестве обновленного значения для нового уточнения с привлечением нового свидетельства. Иначе говоря, процесс уточнения вероятности P_d можно повторять снова и снова с привлечением все новых и новых свидетельств, каждый раз обращаясь к одной и той же формуле. В конечном счете, если информации окажется достаточно, можно получить окончательный вывод о вероятности первоначально выдвинутой метеорологической гипотезы о возможном уровне загрязнения атмосферы.

Из выражения (18) следует, что параметр P_d , для которого отношение условных плотностей вероятностей $p_s(\mu = x_i) / p_d(\mu = x_i) = 1$, не содержит информации относительно распознавания класса экологической опасности, и наоборот, чем больше различия между $p_s(x_i)$ и $p_d(x_i)$, тем информативней становится параметр P_d .

Выводы. Формула (18) позволит прогнозировать «опасные» метеорологические условия в краткосрочных и среднесрочных прогнозах погоды и представлять ПЗА в виде некоторого индекса. Использование формулы (18) позволит также оценить климатический ПЗА по известным вероятностям метеорологических величин соответствующим «опасным» и «неопасным» условиям загрязнения атмосферы.

В работе сделана попытка систематического подхода к проблеме вероятностной оценки потенциала загрязнения атмосферы. На основе анализа нестационарного процесса

воздействия химически-опасного объекта на окружающую экосистему построена формальная модель прогноза риска, включающая реальный и потенциальный риски. Отметим, что предлагаемая модель не привязана ни к конкретному выбору функции ущерба, ни к конкретному механизму построения пространства аварийных событий. Конкретизируя функцию ущерба l , пространство исходов Ω и процессы $h(t)$ и $m(t)$ можно получить конкретную модель прогноза риска, пригодную для практических расчетов. Предлагаемая модель может быть использована как формальная база для всестороннего изучения и сравнительных оценок экологических рисков.

Список литературы

1. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов.–Л.: Гидрометеиздат, 1980.–184 с.
2. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат. 1985.– 272 с.
3. Kisselev V.B., Kouznetsov V.N., Miljaev V.B. (1999). A comparison of mesoscale pollution transport models with varying spatial. In: R. San Jose, ed. Measuring and Modelling Investigation of Environmental (Vol 2). Southampton: Computational Mechanics Publications, pp. 187-204.
4. Сонькин Л.Р. Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы.– Л.: Гидрометеиздат, 1991.–224 с.
5. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (определения, формулы, теоремы).– Наука, М., 1973

Використання ймовірностного підходу до оцінки екологічної небезпеки високого рівня забруднення атмосфери. Степаненко С.М., Волошин В.Г.

Представлено метод визначення ймовірності метеорологічного потенціала забруднення атмосфери за допомогою теореми Байєса. Оцінка ймовірності потенціала забруднення може бути отримана за даними стандартних мережних метеорологічних спостережень або за даними кліматичної інформації. Запропоновано модель прогноза екологічного ризику, що пристосована для практичних розрахунків і може бути використана як формальна підстава для всебічного вивчення і порівняльних оцінок екологічних ризиків.

Ключові слова: *прогноз екологічних ризиків, потенціал забруднення атмосфери, небезпечні метеорологічні умови, теорема Байєса.*

Application probability of methods for an estimation of ecological danger of a high level of pollution of an atmosphere. Stepanenko S., Voloshin V.

The method of calculation of meteorological potential of pollution of an atmosphere is developed on the basis of theorem Bayes. The estimation of potential can be made or according to standard meteorological supervision, or according to the climatic information. The forecasting model of ecological risk is suitable for practical calculations. The model can be used as formal base for all-round studying and comparative estimations of ecological risks.

Keywords: *meteorological potential of pollution, theorem Bayes, model of ecological risk*

А.М. Польовий, д.г.н.

Одеський державний екологічний університет

МОДЕЛЮВАННЯ РОСТУ ЛІСОВОЇ ЕКОСИСТЕМИ В УМОВАХ РАДІОАКТИВНОГО ЗАБРУДНЕННЯ

*Розглядається моделювання впливу факторів зовнішнього середовища на ріст посадок верби корзинової (*Salix Viminalis L.*) в умовах радіоактивного забруднення, поглинання радіонуклідів кореневою системою і накопичення їх у кореневій системі, листях та деревині пагонів.*

Ключові слова. *верба корзинова, біомаса, корені, листя, пагони, деревина, транспірація, сумарне випаровування, радіонукліди, поглинання.*

Вступ. Успіхи в розвитку моделювання природних лісових екосистем в умовах радіоактивного забруднення [1], глибоке вивчення закономірностей накопичення радіонуклідів штучними посадками швидкозростаючої рослинності [2], моделювання її росту [3], газообміну [4] і водного режиму [5] створили передумови для розробки моделі функціонування створюваної штучно лісової екосистеми на території з високими рівнями радіоактивного забруднення. Модель описує формування гідрометеорологічного режиму в системі "грунт – рослина – атмосфера" і вплив цього режиму на ріст швидкозростаючої рослинності, зокрема, посадок верби корзинової (*Salix Viminalis L.*) в умовах радіоактивного забруднення. Теоретичні питання побудови моделі розглянуті в роботі [6].

Методи і матеріали дослідження. Зупинимося коротко на основних положеннях моделювання росту верби корзинової і накопичення радіонуклідів у її рослинній масі. В основі моделі лежить система рівнянь радіаційного, теплового і водного балансів, балансу біомаси (вуглеводів та азоту) і радіонуклідів у рослинному покриві.

Основні концептуальні положення такі:

- ріст і розвиток рослин визначається генотипом і факторами зовнішнього середовища;
- моделюється ріст рослин (накопичення сухої біомаси) шляхом розподілу продуктів фотосинтезу і поглинених елементів мінерального живлення з урахуванням потреб для росту в асимілятах надземної і підземної частин рослин;
- моделюється радіаційний, тепловий і водний режими системи "грунт – рослина – атмосфера";
- моделюється трансформація форм азоту у ґрунті й азотне живлення рослин;
- моделюється кореневе засвоєння радіонуклідів рослинами та їх розподіл між окремими органами рослин і їх складовими частинами;
- моделюється гідроліз рослинної тканини при старінні рослин і в стресових умовах та перетікання продуктів гідролізу з листя у пагони;
- моделюється перетікання частини радіонуклідів у пагони при старінні і відмиранні листя.

Розглядається, що рослина складається з двох функціонально зв'язаних частин: надземної (*shoot*) і підземної (*root*), які в свою чергу розділяються на окремі органи або їхні складові частини. Виділяються функціонуючі листки (l_{func}), пожовклі листки (l_{yel}), відмерлі листки (l_{mor}), зелені пагони (s_{gr}), задеревілі пагони (s_{wood}), функціонуючі корені (r_{func}), опробковані корені (r_{sub}), задеревілі корені (r_{wood}), корені відмерлі (r_{mor}). Маса (m) окремих i -их органів і їхніх частин складається з двох компонентів – маси вуглеводів

(С) і маси азоту (N). У цій масі рослиною накопичується кожний з розглянутих нами f -видів радіонуклідів – A_f . Моделюється, що під впливом екзогенних і ендогенних факторів у рослині відбувається формування єдиного фонду вільних вуглеводів C_{lab} , єдиного фонду вільного азоту N_{lab} і єдиного фонду радіонуклідів A_{lab}^f . Розглядається наявність у пагонах і коренях рослин резервних фондів запасних вуглеводів C_{pool} і азоту N_{pool} , які ефективно використовуються на початку вегетаційного періоду.

У моделі приймається, що ґрунт складається з 22-х шарів: 0–2, 2–5, 5–10, 10–20 см і так далі через 10 см до глибини 200 см. Моделюються потоки води й азоту у ґрунті, які розглядаються нами одночасно як насичене і ненасичене вологою середовище.

Модель реалізована в двох варіантах – з добовим кроком за часом і з декадним кроком.

Результати дослідження.

Короткий опис гідрометеорологічної частини моделі. Радіаційний баланс рослинного покриву (РП) можна представити у вигляді суми довгохвильової і короткохвильової радіації:

$$R_L = Q_L + F_L ; \quad (1)$$

$$R_S = Q_S + F_S , \quad (2)$$

де R_L і R_S – радіаційний баланс рослинного покриву і поверхні ґрунту (ПГ); Q_L , Q_S – кількість поглиненої короткохвильової радіації РП і ПГ; F_L , F_S – величини балансу довгохвильової радіації РП і ПГ.

Кількість поглиненої короткохвильової радіації рослинного покриву і поверхні ґрунту визначається за допомогою співвідношень:

$$Q_L = Q_o (1 - \alpha_{LS}), \quad (3)$$

$$Q_S = Q_o a_Q (1 - \alpha_S), \quad (4)$$

де Q_o – сумарна короткохвильова радіація над верхньою межею РП; α_{LS} і α_S – альbedo РП і ПГ; a – функція пропускання сумарної радіації РП.

Альbedo рослинного покриву розраховується за формулою Ю.К. Росса [7]:

$$\alpha_{LS} = \alpha_{Lh_o} + (\alpha_S - \alpha_{Lh_o}) \exp[-L(1 + ctgh_o) / \pi] , \quad (5)$$

де

$$\alpha_{Lh_o} = \frac{0,4084}{1 + 1,1832 \sin h_o} .$$

Альbedo поверхні ґрунту визначається в залежності від зволоження ґрунту за формулою А.Т. Нагієва:

$$\alpha_S = \begin{cases} \alpha_S^{\max} & npu \quad W_{SS} < W_{WP} \\ \alpha_S^{\max} - (\alpha_S^{\max} - \alpha_S^{\min}) \frac{W_{SS} - W_{WP}}{W_{FC} - W_{WP}} & npu \quad W_{WP} \leq W_{SS} \leq W_{FC} , \\ \alpha_S^{\min} & npu \quad W_{SS} > W_{FC} \end{cases} \quad (6)$$

де α_S – альbedo поверхні ґрунту; $\alpha_S^{\max}, \alpha_S^{\min}$ – альbedo сухого і достатньо зволоженого ґрунту; W_{SS} – вологість поверхневого шару ґрунту; W_{WP} – вологість стійкого в'янення; W_{FC} – найменша вологоємність ґрунту.

Функція пропускання сумарної радіації визначається за формулою Тоомінга-Росса:

$$a_Q = (1 - c_2) \exp\left(-\frac{k_S^L L}{\sinh o}\right) + c_2 \exp\left(-c_3 \frac{k_S^L L}{\sinh o}\right), \quad (7)$$

де c_2 і c_3 – емпіричні постійні; k_S^L – емпірична постійна, яка характеризує вплив геометричної структури РП на пропускання сонячної радіації.

Величина балансу довгохвильової радіації визначається аналогічно [8] за допомогою слідуючих формул:

$$F_L = (F_A + \varepsilon_S \sigma T_S^4 - 2\varepsilon_L \sigma T_L^4)(1 - e^{-kL}), \quad (8)$$

$$F_S = F_A e^{-kL} - \varepsilon_S \sigma T_S^4 + \varepsilon_L \sigma T_L^4 (1 - e^{-kL}), \quad (9)$$

де F_A – противипромінювання атмосфери; ε_L і ε_S – коефіцієнти сірості листя і ґрунту; σ – постійна Стефана-Больцмана; T_L і T_S – температура листя і ґрунту; k – емпіричний параметр орієнтації листя.

Противипромінювання атмосфери визначається за виразом:

$$F_A = \varepsilon_a \sigma T_a^4, \quad (10)$$

де T_a – температура повітря; ε_a – коефіцієнт довгохвильового випромінювання, який визначається за емпіричною формулою

$$\varepsilon_a = 0,398 \cdot 10^{-5} \cdot T_a^{2,148}. \quad (11)$$

Температура листя визначається як

$$T_L = T_a. \quad (12)$$

Потік тепла у ґрунт приймається пропорційним радіаційному балансу поверхні ґрунту

$$B_S = c_{BS} R_S, \quad (13)$$

де c_{BS} – емпірична постійна.

Вологоперенесення у ґрунті моделюється аналогічно роботі [9], при цьому рівняння потоку води в системі "ґрунт – коріння" розглядається одночасно як для насиченого так і ненасиченого середовища

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{1}{C(\psi)} \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - \frac{S(\psi)}{C(\psi)}, \quad (14)$$

де ψ – потенціал тиску ґрунтової вологи; $C(\psi) = \frac{d\Theta}{d\psi}$ – диференціальна вологоємність; $K(\Theta)$ – гідравлічна провідність; Θ – об'ємна вологість; $S(\psi)$ – поглинання вологи коренями; t – час; z – вертикальна координата.

Як початкова умова ($t = 0$) задається

$$\psi(z, t=0) = \psi_0(z) \quad (15)$$

За граничні умови приймається:

– на нижній межі (z_{so}) потенціал тиску задається як

$$\psi(z = z_{so}, t) = \psi_{so}(t), \quad (16)$$

– на рівні ґрунтових вод величини $C(\psi) = 0$ і $\psi(z_{so}, t) = 0$;

– на поверхні ґрунту z_o (верхня межа):

$$P_s - E = -K(\Theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad \text{при } P_s - E < J_{\max}; \quad (17)$$

$$\Theta = \Theta_{\max} \quad \text{при } P_s - E \geq J_{\max},$$

де P_s – кількість опадів, що досягли поверхні ґрунту; E – випаровування із поверхні ґрунту; J_{\max} – максимально можлива інтенсивність інфільтрації при вологості ґрунту на його поверхні, дорівнює Θ_{\max} .

Кількість опадів, що досягли поверхні ґрунту, визначається так:

$$P_s = P_o - P_L, \quad (18)$$

де P_o – кількість опадів, що випали; P_L – кількість опадів, перехоплених рослинним покривом, яка залежить від величини листкового апарата:

$$P_L = 0,2 L, \quad (19)$$

де L – відносна площа листкової поверхні (листяний індекс).

Величина джерельно-стокового члена $S(\psi)$ визначається в залежності від потенціалу тиску і максимальної швидкості поглинання вологи S_{\max} за таким виразом:

$$S(\psi) = \alpha_s(\psi) S_{\max} / f_{depth}^{root} \quad (20)$$

приймаємо, що

$$S_{\max} = T_r, \quad (21)$$

де T_r – транспірація; f_{depth}^{root} – функція розподілу коренів по глибині; $\alpha_s(\psi)$ – функція впливу водного потенціалу ґрунту на поглинання вологи кореневою системою.

Транспірація рослинного покриву визначається за формулою Пенмана:

$$T_r = \frac{\Delta \left(\frac{R_L}{\lambda} \right)}{\Delta + \gamma_{ef}} + \frac{ET_{pot}}{\Delta + \gamma_{ef}}, \quad (22)$$

де Δ – нахил кривої залежності тиску насиченої водяної пари від температури повітря; γ_{ef} – ефективна психрометрична постійна; R_L – радіаційний баланс РП; ET_{pot} – випаровуваність; λ – прихована теплота пароутворення.

Випаровуваність визначається за допомогою рівняння:

$$ET_{pot} = \frac{(e_s - e_a) \rho c_p}{r_a}, \quad (23)$$

де e_s – тиск насиченої пари при даній температурі повітря; e_a – фактичний тиск водяної пари; ρ – густина повітря; c_p – теплоємність повітря; r_a – опір прилежого шару.

Ефективна психрометрична постійна знаходиться як:

$$v_{ef} = v \frac{r_a + r_{st}}{r_a}, \quad (24)$$

де v – психрометрична постійна; r_{st} – продиховий опір дифузії водяної пари для листа.

Опір прилежого шару визначається за виразом:

$$r_a = \frac{\ln[(z - d_o) / z_o]^2}{\chi^2 u}, \quad (25)$$

де d_o – висота шару витіснення; z_o – висота шару шорсткості; χ – постійна Кармана; u – швидкість вітру на висоті z .

Продиховий опір визначається за формулою:

$$r_{st} = \frac{1}{g_n + \frac{g_x Q_o}{Q_o + p_r}}, \quad (26)$$

де g_n , g_x , p_r – емпіричні параметри.

Випаровування із поверхні ґрунту E_S визначається як:

$$E_S = \frac{(\Delta R_S) \cdot 1,26}{\Delta + \gamma}. \quad (27)$$

Рівень ґрунтових вод в період після припинення затоплення визначається за методом Шебеко:

$$H_{gr.w.}^{j+1} = H_{gr.w.}^j + \Delta H_{gr.w.}^j; \quad (28)$$

$$\Delta H_{gr.w.} = \frac{I_w}{k_w 10} \quad (29)$$

або

$$\Delta H_{gr.w.} = -\frac{V_p}{k_w 10}, \quad (30)$$

де

$$I_w = W_n + P_o - Et_{opt} - W_{FC} \quad (31)$$

і величина V_p знаходиться як

$$0 \leq W_{PC} - (W_n + P_o - ET_{act}) \geq V_p \leq V_{max}$$

де $H_{gr.w.}$ – рівень ґрунтових вод; I_w – інфільтрація; V_p – розрахункове підживлення в зону аерації з ґрунтових вод; W_n – початковий вміст вологи у ґрунті; ET_{act} – сумарне випаровування; V_{max} – максимально можливе підживлення в зону аерації з ґрунтових вод; k_w – коефіцієнт водовіддачі.

Короткий опис біологічної частини моделі. Фонд вільних вуглеводів рослин на кожному часовому кроці представляє собою баланс продуктів фотосинтезу, резервного фонду запасних вуглеводів пагонів і коренів, які використовуються на початку вегетації, і продуктів розпаду старіючих тканин, а також витрат на дихання:

$$\frac{dC_{lab}}{dt} = \Phi + C_{pool} + C_{hydr} - R, \quad (32)$$

де C_{lab} – фонд вільних вуглеводів; Φ – сумарний фотосинтез рослин; C_{hydr} – маса вуглеводів, що утворюються при розпаді старіючих тканин; C_{pool} – резервний фонд запасних вуглеводів у пагонах і коренях, які використовуються навесні; R – витрати вуглеводів на дихання.

Приймається, що формування фонду вільного азоту на кожному часовому кроці йде за рахунок поглинання азоту з ґрунту, резервного фонду запасного азоту у пагонах і коренях, який використовується на початку вегетації, продуктів розпаду тканин і витрат на відновлення життєдіяльних структур тканин:

$$\frac{dN_{lab}}{dt} = N_{abs} + N_{pool} + N_{hydr} - N_{sen}, \quad (33)$$

де N_{lab} – фонд вільного азоту; N_{abs} – кількість поглиненого з ґрунту азоту; N_{pool} – резервний фонд запасного азоту у пагонах і коренях, який використовується навесні; N_{hydr} – кількість азоту, який утворюється при розпаді білків; N_{sen} – витрати на відновлення білків.

Вважається, що фонд вільних радіонуклідів у рослині формується за рахунок надходження кореневим шляхом і перетікання їх з листя у пагони при старінні листя:

$$\frac{dA_{lab}^f}{dt} = A_r^f + A_{old}^f, \quad (34)$$

$$f \in {}^{90}\text{Sr}, {}^{137}\text{Cs},$$

де A_{lab}^f – фонд вільних радіонуклідів; A_r^f – надходження радіонуклідів у рослину кореневим шляхом; A_{old}^f – перетікання радіонуклідів із старіючих листків у пагони.

Потік радіонуклідів через поверхню коренів розраховується за методом В.М. Прохорова. Корені розглядаються при цьому як поглинаюча площа

$$\frac{dA_r^f}{dt} = \frac{\bar{A}_{soil}^f}{2} \left\{ \frac{2k^f v^f}{v^f} \exp \left[\frac{(k^f - v^f)k_l^f}{D^f} \right] \operatorname{erfc} \left(\frac{2k^f - v^f}{2} \sqrt{\frac{f}{D^f}} \right) + 1 + \operatorname{erf} \left(\frac{v^f}{2} \sqrt{\frac{t}{D^f}} \right) \right\} \quad (35)$$

$$\frac{dA_{lab}^f}{dt} = A_{lab}^f \quad (f \in {}^{90}\text{Sr}, {}^{137}\text{Cs}),$$

де $\frac{dA_r^f}{dt}$ – швидкість поглинання радіонуклідів кореневою системою рослин; \bar{A}_{soil}^f – вміст радіонуклідів у шарі ґрунту, де мешкає коренева система; v^f – швидкість конвективного перенесення радіонуклідів у ґрунті під дією потоку вологи, яка поглинається рослиною; k^f – коефіцієнт кореневого поглинання; D^f – коефіцієнт дифузії радіонуклідів у ґрунті; t – термін початку вегетаційного періоду.

Приріст маси вуглеводів, азоту і кількості радіонуклідів розподіляється між надземною і підземною частинами рослин за системою рівнянь

$$\begin{cases} \frac{dmC(N, A^f)_{shoot}}{dt} = \left(1 - \beta_{root}^{mC(N, A^f)} \right) \frac{dmC(N, A^f)_{lab}}{dt}; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{root}}{dt} = \beta_{root}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{lab}}{dt}, \end{cases} \quad (36)$$

де $mC(N, A^f)_{shoot}$ і $mC(N, A^f)_{root}$ – кількість вуглеводів, азоту і радіонуклідів відповідно у надземній і підземній частинах рослин; $\beta_{root}^{mC(N, A^f)}$ – функція розподілу відповідно вуглеводів, азоту і радіонуклідів у підземну частину рослин.

Розподіл структуроутворюючих компонентів і радіонуклідів між надземними органами і їх окремими частинами виконується за допомогою системи рівнянь [10]:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dmC(N, A^f)_{l_{func}}}{dt} = \beta_l^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{shoot}}{dt} - \nu^{C(N, A^f)} mC(N, A^f)_{l_{func}}; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{l_{yel}}}{dt} = \frac{dmC(N, A^f)_{l_{func}}}{dt} \frac{1}{K_{st}^{C(N, A^f)}} n_{pu} \frac{dmC(N)_{l_{func}}}{dt} < 0; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{s_{gr}}}{dt} = \beta_{s_{gr}}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{shoot}}{dt} + \nu_l^{C(N, A^f)} mC(N, A^f)_{l_{func}}; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{s_{wood}}}{dt} = \beta_{s_{wood}}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{shoot}}{dt}, \end{array} \right. \quad (37)$$

де $mC(N, A^f)_{l_{func}}$, $mC(N, A^f)_{l_{yel}}$, $mC(N, A^f)_{s_{gr}}$, $mC(N, A^f)_{s_{wood}}$ – кількість вуглеводів, азоту і радіонуклідів відповідно у функціонуючих і поживтілих листках, зелених і задеревілих пагонах; $\beta_l^{mC(N, A^f)}$, $\beta_{s_{gr}}^{mC(N, A^f)}$, $\beta_{s_{wood}}^{mC(N, A^f)}$ – функції розподілу вуглеводів, азоту і радіонуклідів у зелені листки, зелені і задеревілі пагони; $\nu^{C(N, A^f)}$ – функція перетікання вуглеводів, азоту і радіонуклідів із листя при їхньому старінні.

Приріст маси окремого i -го органа або окремої його частини визначається як сума вуглеводів, які надійшли в цей орган, і азоту:

$$\frac{dm_i}{dt} = \frac{dC_i}{dt} + \frac{dN_i}{dt}. \quad (38)$$

При моделюванні старіння листя зроблене допущення, що поживтілі листки опадають усі відразу при закінченні вегетаційного періоду:

$$m_{l_{fal}} = m_{l_{yel}} \quad \text{при} \quad t = t_{end}^{gr.s.}, \quad (39)$$

де $m_{l_{fal}}$ – маса опалого листя; $t_{end}^{gr.s.}$ – час закінчення періоду вегетації верби корзинової.

У кореневій системі рослин нами розглядається розподіл вуглеводів, що надійшли у підземну частину, азоту і радіонуклідів між функціонуючими, опробкованими і задеревілими коренями:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dmC(N, A^f)_{r_{func}}}{dt} = \beta_{r_{func}}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{root}}{dt} - \frac{dmC(N, A^f)_{r_{sub}}}{dt}; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{r_{sub}}}{dt} = \beta_{r_{sub}}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{r_{func}}}{dt}; \\ \frac{dmC(N, A^f)_{r_{wood}}}{dt} = \beta_{r_{wood}}^{mC(N, A^f)} \frac{dmC(N, A^f)_{root}}{dt}, \end{array} \right. \quad (40)$$

де $mC(N, A^f)_{r_{func}}$, $mC(N, A^f)_{r_{sub}}$, $mC(N, A^f)_{r_{wood}}$ – кількість вуглеводів, азоту і радіонуклідів відповідно у функціонуючих, опробкованих і задеревілих пагонах; $\beta_{r_{func}}^{mC(N, A^f)}$, $\beta_{r_{sub}}^{mC(N, A^f)}$, $\beta_{r_{wood}}^{mC(N, A^f)}$ – функції розподілу вуглеводів, азоту і радіонуклідів у функціонуючі, опробковані і задеревілі корені.

Маса кореневої системи визначається за рівнянням (38).

Маса відмерлих коренів знаходиться за співвідношенням

$$m_{r_{mor}} = \beta_{r_{mor}} m_{r_{func}}, \quad (41)$$

де $\beta_{r_{mor}}$ – функція відмирання функціонуючих коренів рослини.

Висновки. Цільовим призначенням запропонованої моделі є багатобічна оцінка і прогноз наслідків функціонування штучної лісової екосистеми на забруднених землях чорнобильської зони ЧАЕС. На її основі виконана оцінка процесу росту біомаси посадок верби корзинової в залежності від їх фізіологічного віку (дати посадки), розглянуті особливості формування елементів водного балансу цих посадок, поглинання радіонуклідів кореневою системою, їхнього виносу на денну поверхню, накопичення радіонуклідів у деревині пагонів рослин [11]. Рішення цієї задачі реалізовано на основі поєднання польових експериментів і теоретичних досліджень, пов'язаних з побудовою математичної моделі функціонування штучно створюваної лісової екосистеми в умовах радіоактивного забруднення.

Список літератури

1. Avila R., Moberg L. and Hubbard L. Modelling of radionuclide migration in forest ecosystems. A literature review. – SSI-report 98:07. Swedisch Radiation Protection Institute, ISSN 0282-4434, 1998. – 230 p.
2. PHYTOR. Evaluation of Willow Plantations for the Phytorehabilitation of Contaminated Arable Land and Flood Plane Areas. – Intermediary Report, #1 (edited by H. Vandenhove). December. 1999, INCO-COPERNICUS Project ERB IC15-CT98 0213. Cofunded by the Nuclear Fission Safety Programme of the European Commission. 1999. – 76 p.
3. Eckersten H. Modelling daily growth and nitrogen turnover for a short-rotation forest over several years. – Forest Ecology and Management, 1994. – Vol. 69. – P. 57-72.
4. Cienciala E., Lindroth A. Gas-exchange and sap flow measurements of *Salix viminalis*

- trees in short-rotation forest. – I. Transpiration and sap flow. – *Trees*, 1995, 9, p. 289–294.
5. Iritz Z. Energy balance and evaporation of short-rotation willow forest. //Dissertation. – Department for production ecology faculty of forestry, SLU, report 1996. – No.1. – 210 p.
6. Polevoy A.N. Model to assess willow growth and evapotranspiration potential. //In PHYTOR. Evaluation of Willow Plantations for the Phytorehabilitation of Contaminated Arable Land and Flood Plane Areas – Intermediary Report, #1 (edited by H. Vandenhove). Desember. INCO-COPERNICUS Project ERB IC15-CT98 0213. Cofunded by the Nuclear Fission Safety Programme of the European Commision, 1999. P. 61–70.
7. Росс Ю.К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 342 с.
8. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 167 с.
- 9 Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
10. Полевой А.Н. Моделирование процесса формирования продуктивности зерновых культур в условиях радиоактивного загрязнения агроэкосистем. //Метеорология и гидрология, 1993. – № 3. – С. 97–105.
11. PHYTOR. Evaluation of Willow Plantations for the Phytorehabilitation of Contaminated Arable Land and Flood Plane Areas. //Final Report, (edited by H. Vandenhove). January. INCO-COPERNICUS Project ERB IC15-CT98 0213. Cofunded by the Nuclear Fission Safety Programme of the European Commision, 2002. – 76 p.

**Моделирование роста лесной экосистемы в условиях радиоактивного загрязнения.
Полевой А.Н.**

*Рассматривается моделирование влияния факторов внешней среды на рост посадок ивы корзиночной (*Salix Viminalis L.*) в условиях радиоактивного загрязнения, поглощение радионуклидов корневой системой и накопление их в корневой системе, листьях и древесине побегов.*

Ключевые слова: ива корзиночная, биомасса, корни, листья, побеги, древесина, транспирация, суммарное испарение, радионуклиды, поглощение.

**Modeling of growth forest ecosystem in conditions of radioactive pollution.
Polevoy A.**

*Is considered the modeling of the impact of environmental factors on basket willow growth (*Salix Viminalis L.*) in conditions of radioactive pollution, absorption radionuclides in root system and their accumulation in root system, leaves and wood.*

Keywords: basket willow, biomass, roots, leaves, wood, stems, transpiration, evapotranspiration, radionuclides, absorption.

УДК 551.510.522:551.511.3

В.А. Шнайдман¹, д.ф.-м.н., **Л. В. Беркович**², к.ф.-м.н., **С.Н. Степаненко**³, д.ф.-м.н.

¹ *Университет штата Нью-Джерси, США,*

² *Гидрометеорологический Центр, Российская Федерация,*

³ *Одесский государственный экологический университет, Украина.*

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ СХЕМАХ

Описана усовершенствованная модель АПС, предшествующая версия которой успешно используется для параметризации турбулентного обмена в прогностической схеме Российского Гидрометеорологического Центра. Одновременно проанализированы достоинства и ограничения методов воспроизведения внутренней структуры АПС в современных прогностических схемах RAMS и WRF, используемых в США.

Ключевые слова: *атмосферный пограничный слой, параметризация, прогностические схемы.*

Введение

Современные достижения в исследованиях по физике атмосферных процессов в нижнем слое атмосферы широко используются при моделировании атмосферного пограничного слоя.

Разработанные модели атмосферного пограничного слоя (АПС) являются основой схем параметризации турбулентного обмена в региональных и мезомасштабных прогностических схемах, в которых уровень замыкания турбулентности чрезвычайно важен для понимания, количественного описания и прогноза физических процессов в нижнем слое атмосферы. [9, 12, 21, 30, 31, 41].

В современных схемах параметризации получили широкое распространение АПС модели двух типов. В моделях первого типа (раздел 2 настоящей статьи) используется метод Мэллора-Ямады и его усовершенствования с применением одного прогностического дифференциального уравнения для кинетической турбулентной энергии и алгебраические соотношения для других характеристик турбулентности, построенные с помощью аппроксимации пограничного слоя [20, 32, 33].

В моделях второго типа (раздел 3) используется метод расчёта характеристик турбулентности, основанный на решении двух дифференциальных уравнений для кинетической турбулентной энергии и скорости диссипации, алгебраические соотношения Колмогорова-Прандтля для других параметров турбулентности [10, 14, 15, 18, 19, 35]. Подчеркнём, что эта схема внедрена в математическое обеспечение современной вычислительной динамики жидкости [25].

В четвертом разделе описана усовершенствованная АПС модель второго типа, в которой в рамках К-теории турбулентности записываются законы сохранения для осреднённых характеристик состояния, уравнения замыкания для параметров турбулентности и формулируется начально-краевая задача расчёта пространственно-временного распределения метеорологических величин и параметров турбулентности. Показано, каким образом в

усовершенствованной модели используются достоинства данного подхода и, кроме того, как удаётся существенно уменьшить число ограничений существующих методов количественного описания АПС. Для более полного понимания этого аспекта в разделе 1 приводится достаточно полное описание упомянутых выше моделей АПС.

Хочется думать, что разработанная модель, которая принадлежит к классу прогностических схем, в которых реализм является главной целью, существенно улучшит качество воспроизведения метеорологических полей и турбулентных характеристик для прогноза погоды, анализа и прогноза загрязнения атмосферы и решения других прикладных задач.

1. Моделирование внутренней структуры атмосферного пограничного слоя и выбор схемы параметризации в региональной и мезомасштабной моделях

Моделирование АПС базируется на трёх основных подходах к описанию турбулентных течений:

- прямое воспроизведение циркуляционно-турбулентной структуры пограничного слоя;
- расчёт осреднённых параметров;
- количественная оценка характеристик энергонесущих вихрей.

Прямое воспроизведение турбулентных течений разрешает все масштабы энергетического спектра турбулентных вихрей от энергонесущих до вязкостного интервала. Этот подход в настоящее время получил практическое приложение, благодаря применению методов вычислительной гидродинамики, позволяющих осуществлять непосредственное решение уравнений фундаментальных законов сохранения, а также включение эффектов детальной трёхмерной геометрии и локальных окружающих условий [25]. Количественные параметры переноса определяются путём решения уравнений Навье-Стокса. Использование этого подхода с помощью современной вычислительной техники ограничено течениями с малыми числами Рейнольдса и небольшими размерами расчётной области.

Расчёт осреднённых параметров производится путем решения системы осреднённых по ансамблю уравнений основных законов сохранения, в которых турбулентность описана с помощью турбулентных потоков количества движения, тепла и водяного пара. В результате осреднения по ансамблю система уравнений АПС становится незамкнутой и требует дополнительных уравнений и соотношений для замыкания. Другими словами, возникает необходимость разработки схем замыкания или параметризации турбулентности для определения трёхмерного распределения осреднённых метеорологических величин и параметров турбулентности. Задача осложняется тем, что разделение потока на разрешённые (для осреднённых полей) и неразрешённые (для турбулентных вихрей) масштабы не может быть непосредственно осуществлено в рамках рассмотренного подхода и требует дополнительных соотношений. Определение масштаба разделения с помощью полуэмпирических соотношений является одним из существенных ограничений метода описания турбулентного переноса путём расчёта осреднённых параметров [3, 11, 22].

При количественной оценке характеристик энергонесущих вихрей рассматриваются крупные переносимые, долгоживущие, анизотропные вихри, динамика которых определяется внутренними механизмами турбулентного обмена и внешними граничными условиями. Малые вихри с размерами меньше масштаба разделения являются диссипативными, изотропными, короткоживущими, однородными и случайными. Моделирование крупных вихрей предполагает введение объёмного осреднения, которое использует фильтрующую функцию для устранения мелкомасштабных вихрей, размером меньше чем характе-

ристический масштаб объёмного фильтра. Следовательно, при таком подходе энергонесущие вихри воспроизводятся явно в то время, как мелкомасштабные вихри должны быть описаны как характеристики подсеточного масштаба с помощью процедуры параметризации. В отличие от осреднения по ансамблю, объёмное осреднение определяет масштаб разделения осреднённых и подсеточных переменных, что является несомненным преимуществом описанного подхода. При количественной оценке характеристик крупных вихрей используются осреднённые уравнения гидротермодинамики, которые однако не могут быть решены из-за наличия в них неизвестных турбулентных потоков момента, тепла и влаги, которые появляются в результате нелинейного взаимодействия процессов крупного и подсеточного масштабов. Схема параметризации подсеточных масштабов путем их расчёта с помощью осреднённых метеорологических переменных является неотъемлемой частью моделирования АПС. Эта схема помимо воспроизведения турбулентных потоков и дисперсий метеорологических величин должна рассчитывать смешанные корреляции и третьи статистические моменты [7, 13, 28, 34, 40].

Широкое использование в схемах параметризации турбулентности в прогностических схемах получила модель Мэллора-Ямады, в которой была введена классификация методов моделирования пограничного слоя по уровням полноты описания процессов, формирующих пространственно-временную структуру АПС. При этом модель более высокого уровня усовершенствует предыдущую путём введения более физически обоснованных зависимостей, включая дифференциальные уравнения [32, 33].

Модель 1 уровня использует только полуэмпирические соотношения.

Модель 2 уровня использует баланс между продукцией и диссипацией турбулентной кинетической энергии.

Модель 2½ уровня включает дифференциальное прогностическое уравнение для турбулентной кинетической энергии.

Модель 3 уровня дополняет уравнение для турбулентной кинетической энергии уравнением для дисперсии температуры.

Модель 4 уровня строится на основе системы дифференциальных прогностических уравнений для турбулентных потоков момента, тепла и дисперсии температуры

2. Схемы параметризации 2½ уровня замыкания

Схемы параметризации, используемые в Атмосферной Моделирующей Системе для региональных прогнозов (АМС) [37] и Исследовательской Системе Моделирования мезомасштабных процессов для прогноза погоды (ИСМ) [34, 38] относятся к 2½ уровню замыкания. Анализ этих схем позволит сформулировать основные усовершенствования модели пограничного слоя, используемой для целей параметризации.

В АМС используются четыре схемы параметризации турбулентного обмена. Первая и вторая схемы применяются, когда горизонтальный и вертикальный шаги сетки сопоставимы. При этом линейный размер пространственной ячейки меньше верхнего предела масштаба длины инерционного интервала. В первой схеме турбулентное замыкание осуществляется с помощью формулы *Смагоринского* [39], уточнённой в работах *Лили* [29] и *Хилла* [23]. Схема основана на теории турбулентной вязкости, согласно которой вторые статистические центральные моменты пропорциональны трёхмерному тензору деформации. При этом коэффициенты турбулентной вязкости определяются модулем тензора деформации с поправками на частоту Брент-Вяйсяля и число Ричардсона и шагами сетки в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Во второй схеме использован подход Дирдорффа [16], в котором коэффициенты турбулентности предполагаются одинаковыми во всех направлениях, а вместо тензора деформации используется кинетическая энергия турбулентности (КЭТ). Благодаря этому параметризация становится нелокальной, так как КЭТ определяется путём решения дифференциального прогностического уравнения. Характерный масштаб турбулентных вихрей принимается равным шагу сетки с поправкой на плавучесть в случае устойчивой стратификации, что существенно уменьшает его величину по сравнению с шагом сетки. Описанные выше первая и вторая схемы полезны лишь в случае, когда выполнены требования к разрешённым и подсеточным масштабам, которые изложены во введении при описании количественной оценки характеристик энергонесущих вихрей, а линейный размер пространственной ячейки меньше верхнего предела масштаба длины инерционного интервала, равного примерно 50 м по вертикали и лежащего в пределах 50-100 метров по горизонтали.

Третья и четвёртая схемы используются, когда горизонтальное разрешение существенно больше вертикального. В этом случае характеристики вертикального и горизонтального турбулентного перемешивания описывается по-разному. Подход Смагоринского применяется лишь для параметров горизонтального турбулентного обмена. Схема параметризации вертикального турбулентного обмена базируется на модели Мэллора-Ямады $2\frac{1}{2}$ уровня и её усовершенствованиях [8 < 22, 32, 33, 36]. Подчеркнём, что в прогностическом уравнении для КЭТ локальная производная от КЭТ определяется трёхмерным переносом, а продукция, работа силы плавучести и диффузионный перенос связаны лишь с вертикальным турбулентным перемешиванием. При этом, в данной модели КЭТ является единственной характеристикой, определяемой с помощью прогностического дифференциального уравнения. Вертикальные коэффициенты турбулентного обмена для момента, тепла выражаются через КЭТ, характерный размер вихрей $\ell(z)$ и функции устойчивости. Характерный размер вихрей рассчитывается с помощью формулы Блэкейдара-Дирдорффа [17], в которой максимальное значение $\ell(z)$ находится через отношение интегралов по АПС величины КЭТ и произведение расстояния от подстилающей поверхности и КЭТ. Этот же характерный размер вихря используется в формуле Колмогорова-Прандтля для определения диссипации. Система алгебраических уравнений для функций устойчивости или безразмерных коэффициентов турбулентности реконструируется из уравнений для напряжений Рейнольдса, тепла и дисперсии температуры на основе условий стационарности, одномерности (z -координата) и пренебрежения третьими моментами. Пересчитанные размерные коэффициенты турбулентности включаются в замкнутую систему уравнений АПС.

Система ИСМ использует аналогичный системе АМС подход к моделированию трёхмерной турбулентности, когда пространственный шаг меньше критической величины характерного размера вихрей. Различие состоит в том, что при расчёте вертикального и горизонтального коэффициентов турбулентности характерные масштабы различны, а критический масштаб выбирается пользователем. Когда пространственный шаг сетки больше критического значения горизонтальный коэффициент турбулентности вычисляется так же как в АМС, а для вертикального коэффициента применяется иной подход к определению вертикального масштаба размера вихрей.

Во-первых, вводится верхний предел масштаба вихрей подсеточного диапазона, который определяется значениями КЭТ, сдвига ветра и плавучестью. При этом для неустойчивой стратификации этот верхний предел выводится из условия отсутствия особенностей, возникающих при вычислении продукции в случае растущей турбулентности за счёт

близости к нулю вертикального сдвига ветра. При устойчивой стратификации верхний предел определяется из требования, чтобы отношение дисперсии вертикальной скорости к КЭТ было меньше соответствующего значения при вырождающейся турбулентности.

Во-вторых, при записи уравнения для КЭТ применяется аппроксимация пограничного слоя, при которой искомые функции зависят только от вертикальной координаты, и временная производная КЭТ определяется лишь сдвиговой продукцией, работой силы плавучести и диссипацией. Вводится ограничение, что характерный масштаб вихря в течение первого полушага по времени остаётся постоянным. Принятые допущения позволяют рассчитать методом последовательных приближений величину характерного масштаба длины на каждом временном шаге в течение всего прогностического периода вместо использования эмпирической формулы [26]. Это наиболее существенное различие двух подходов к моделированию АПС на основе модели $2\frac{1}{2}$ уровня замыкания.

3. Схема моделирования атмосферного пограничного слоя 3 уровня замыкания

Как следует из приведенной выше классификации Мэллора-Ямады в схеме третьего уровня замыкания используется два прогностических уравнения для кинетической турбулентной энергии и дисперсии температуры. Дальнейшее развитие физико-математических подходов к моделированию АПС подтвердило целесообразность использования уравнений для большего числа турбулентных параметров. Увеличение числа прогностических уравнений для замыкания системы осреднённых уравнений АПС предполагает использование комбинации $b^m \ell^n$ в качестве дополнительной к КЭТ искомой функции, имеющей физический смысл и позволяющей сформулировать для неё приемлемые граничные условия. Комбинация $b^{3/2} / \ell$ отвечает этим требованиям, так как представляет собой диссипацию турбулентной кинетической энергии в тепло. Использование уравнения для диссипации является достаточно обоснованным т.к. оно построено на основе уравнений переноса для осреднённых произведений пространственных производных компонентов вектора скорости потока аналогично уравнению для КЭТ, основанному на уравнениях для составляющих скорости. Это уравнение описывает основные механизмы формирования турбулентного обмена, в частности, перенос энергии энергонесущими вихрями из области её порождения в диссипативную область спектра. Следовательно, диссипация, наряду с КЭТ, является характеристикой всего спектра турбулентных вихрей, а не только его коротковолновой части.

Модель АПС с двумя прогностическими уравнениями для КЭТ и скорости диссипации, относящаяся к третьему уровню замыкания по классификации Мэллор-Ямада, разрабатывалась в Одесском гидрометеорологическом институте (ныне Одесский государственный экологический университет) на протяжении 70-х – 90-х годов прошлого столетия. Здесь последовательно была разработана одномерная модель [6], использованная для интерпретации данных Первого Глобального Эксперимента, при этом было проведено сопоставление этой модели с данными наблюдений. Полученные результаты свидетельствовали, что модель в первом приближении описывает основные особенности вертикальных профилей ветра и параметров турбулентности, и стимулировали необходимость перехода к трёхмерной модели.

Следующим этапом явилась разработка трёхмерной модели геофизического пограничного слоя [5], где была показана возможность совместного моделирования атмосферного и океанического слоёв турбулентного перемешивания.

Воспроизведение турбулентно-циркуляционных процессов и оценка загрязнения нижнего слоя атмосферы над Украиной выполнялось путём решения замкнутой системы АПС модели геофизического пограничного слоя с учётом орографии. Методом стационарирования были проведены расчёты пространственного распределения метеорологических величин и параметров турбулентности для типовых синоптических ситуаций [4].

В результате сопоставления данных 23 метеорологических станций для 6 естественных синоптических периодов и результатов расчётов были получены модуль средней ошибки $1 \div 2$ м/с для скорости и порядка 20 градусов для направления ветра. Аналогичные результаты были получены для 10 уровней в АПС по данным радиозондирования в пункте Долгопрудный (Московская область).

Разработанная прогностическая версия модели [1] была внедрена в Систему Динамического Краткосрочного Прогнозирования Погоды (СДКП) Гидрометеорологического Центра России (РГМЦ). Составной частью этой системы является моделирование пограничного слоя, которое существенно улучшает воспроизведение мезомасштабных явлений погоды и турбулентного перемешивания в нижнем слое атмосферы на основе исходного объективного анализа и предсказанных крупномасштабных метеорологических полей.

Верификация этой версии модели [2] показала, что точность реконструкции внутренней структуры АПС, как и следовало ожидать, существенно зависит от ошибок прогноза метеорологических величин в схеме предвычисления крупномасштабных атмосферных процессов. Эти ошибки составляли:

- температура на уровне 2 м	$0,3 \div 0,6$ °С,
- температура на уровне 850 гПа	$0,2 \div 0,5$ °С,
- приземный геострофический ветер, модуль	$0,8 \div 1,3$ м/с,
- приземный геострофический ветер, направление	$10 \div 21$ °, град.,
- температура на уровне 850 гПа	$0,2 \div 0,7$ °С,
- геострофический ветер на уровне 850 гПа, модуль	$1,0 \div 2,1$ м/с,
- геострофический ветер на уровне 850 гПа, направление	$6 \div 15$ град.

Соответственно ошибки прогноза параметров пограничного слоя лежали в пределах:

- приземный ветер, модуль	$0,3 \div 1,3$ м/с,
- приземный ветер, направление	$6 \div 13$ °,
- вертикальная скорость	$0,1 \div 0,4$ см/с,
- вертикальный коэффициент турбулентности, максимум	$2 \div 5$ м ² /с,
- КЭТ, максимум	$0,08 \div 1,0$ м ² /с ² ,
диссипация, максимум	$0,01 \div 0,05$ м ² /с ³ .

Полученные результаты явились стимулом дальнейшего усовершенствования представленной версии модели.

4. Усовершенствованная модель АПС

Несомненно переход от замыкания с помощью одного к двум прогностическим уравнениям позволил исключить из схемы параметризации эмпирическую формулу для характерного размера вихрей и заменить её прогностическим уравнением для диссипации, которая определяется совокупностью физических механизмов формирования внутренней структуры АПС. Однако в применяемых моделях сохранились ограничения типа аппроксимации пограничного слоя, грубой параметризации членов, описывающих корреляцион-

ные моменты давление-скорость, давление-температура в прогностических уравнениях замыкания турбулентности, задания температуры, влажности и вектора геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности, недостаточно полного описания влияния рельефа. Устранение этих ограничений и введение ряда уточнений выполнено в представленной усовершенствованной модели АПС.

Замкнутая система уравнений гидротермодинамики для моделирования внутренней структуры АПС записана в рамках К-теории турбулентности и гидростатического приближения для нестационарного, стратифицированного бароклинного АПС с использованием декартовой орографической системы координат, в которой ось X направлена на восток, ось Y - на север, ось Z -вертикально вверх с отсчётом высоты от подстилающей поверхности $z = Z - H(x, y)$, где Z - высота, отсчитываемая от уровня моря, $H(x, y)$ - высота рельефа.

4.1. Система уравнений для осредненных метеорологических величин

Система уравнений для осредненных метеорологических величин включает:

а) уравнения движения Рейнольдса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv - g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_T) + \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_S) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L (D_T \frac{\partial H}{\partial x} + D_S \frac{\partial H}{\partial y}), \\ \frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu - g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial v}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_S) - \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_T) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L (D_S \frac{\partial H}{\partial x} - D_T \frac{\partial H}{\partial y}). \end{aligned} \quad (1)$$

б) уравнения для температуры и влажности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + A(\theta) = & \alpha_T \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \frac{L}{C_P} m_W, \\ \frac{\partial q}{\partial t} + A(q) = & \alpha_q \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial q}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial q}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) - m_W, \end{aligned} \quad (2)$$

в) уравнение неразрывности

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}}{\partial z} \right) = 0, \quad (3)$$

г) уравнение гидростатики

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT(\zeta)} d\zeta\right), \quad (4)$$

д) уравнение состояния

$$\rho = p[RT(1 + 0.6q)]^{-1}, \quad (5)$$

е) уравнение Пуассона

$$T = \theta(p/p_0)^{R/C_p}, \quad (6)$$

В этих уравнениях использованы следующие обозначения :

- оператор адвекции:

$$A(\phi) = \left(\frac{\partial u \phi}{\partial x} + \frac{\partial v \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial \tilde{w} \phi}{\partial z},$$

- вертикальная скорость:

$$\tilde{w} = w - \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right), \quad w = \frac{dZ}{dt}, \quad (7)$$

- долготная (\mathbf{D}_t) и меридиональная (\mathbf{D}_s) компоненты деформации:

$$D_t = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y}$$

$$D_s = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (8)$$

Здесь: t - время

u, v – составляющие вектора скорости переноса вдоль x, y ,

\tilde{w} - вертикальная скорость с учётом рельефа,

ρ, p, T, θ, q - плотность, давление, температура, потенциальная температура, массовая доля водяного пара,

K, K_L - коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена,

m_w - количество сконденсированной воды в единице массы воздуха.

T_{tr}, q_{tr} - решения уравнений притока тепла и влажности без конденсационного члена.

$$m_w = \frac{q_{tr} - q_{\max}(T_{tr})}{\delta t}, \quad \text{если } q_{tr} > q_{\max}, \quad m_w = 0, \quad \text{если } q_{tr} \leq q_{\max}.$$

Решение сформулированной задачи описывает основные механизмы формирования внутренней структуры АПС, если временная и пространственная эволюция коэффициентов турбулентности физически обоснована схемой замыкания.

4.2. Схема замыкания турбулентности

В усовершенствованной АПС модели параметризация турбулентного обмена осуществлена с помощью уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации, записанных в рамках К-теории турбулентности с учётом продукции, обусловленной горизонтальным и вертикальным обменом, эффектов плавучести, диффузии, рельефа и взаимодействия полей давления и параметров турбулентности, соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского:

а) уравнение для КЭТ:

$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = & K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L (D_T^2 + D_S^2) - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{K} - \alpha_T \frac{g}{\theta} K \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial b}{\partial z} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial b}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial b}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial b}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial b}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial b}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \Pi_b, \end{aligned} \quad (9)$$

б) уравнение для скорости диссипации КЭТ:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = & \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} \left\{ K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L (D_T^2 + D_S^2) \right\} - \\ & - \alpha_4 \frac{\varepsilon g}{b \theta} K \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_2 \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \Pi_\varepsilon, \end{aligned} \quad (10)$$

в) соотношение Колмогорова-Прандтля:

$$K = \alpha_\varepsilon b^2 / \varepsilon, \quad (11)$$

г) формула Смагоринского:

$$K_L = \alpha_L (\Delta S)^2 \cdot (D_T^2 + D_S^2)^{1/2} / 2. \quad (12)$$

Корреляционные члены для давления (Π_b, Π_ε) включают турбулентность-турбулентность и средние поля-турбулентность взаимодействия [13] и рассчитываются на

основе аппроксимации турбулентной вязкости с применением соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского.

$$\begin{aligned} \Pi_b^{(1)} &= \alpha_1 \left\{ K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + e \left(a_1 \frac{\partial u}{\partial x} + a_2 \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\}, \\ \Pi_b^{(2)} &= \alpha_2 \frac{K}{Pr} \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad \Pi_b^{(3)} = \frac{4}{3} \varepsilon, \quad \Pi_b = \Pi_b^{(1)} + \Pi_b^{(2)} + \Pi_b^{(3)}, \quad \Pi_\varepsilon = \frac{\varepsilon}{b} \Pi_b. \end{aligned} \quad (13)$$

Использованные в уравнениях (9-13) константы подтверждены в работах Ченга [13] и Шу [40].

4.3. Граничные и начальные условия

Замкнутая система уравнений пограничного слоя решается при граничных условиях, отражающих влияние внешних воздействий на внутреннюю структуру АПС.

На уровне шероховатости (z_0) для средних величин скорости ветра и вертикальных токов ставится условие прилипания, т.е. непроникновения турбулентных вихрей; кроме того, на этом уровне рассчитывается величина диссипации из равенства продукции кинетической турбулентной энергии и её диссипации

$$\begin{aligned} z = z_0, \quad u = v = w = 0, \\ K \frac{\partial b}{\partial z} = 0, \quad \varepsilon = \alpha_\varepsilon^{3/4} \times b^{3/2} / (\kappa \times z_0). \end{aligned} \quad (14)$$

Значения температуры и влажности на счётном уровне 2 м находятся из прогностических уравнений с учётом радиационного притока (Q_R) и скрытого тепла конденсации (E):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_2}{\partial t} + A(\theta_2) &= K_L \nabla^2 \theta_2 + \frac{L}{C_p} m_w + \frac{g}{C_p} \frac{\partial}{\partial z} (Q + Q_R)_2, \\ \frac{\partial q_2}{\partial t} + A(q_2) &= K_L \nabla^2 q_2 + \frac{g}{C_p} \left(\frac{\partial E}{\partial z} \right)_2 - m_w. \end{aligned} \quad (15)$$

На верхней границе расчётной области H_d задаются значения метеорологических величин и малые значения турбулентных потоков КЭТ и диссипации

$$z = H_d, \quad u = u_d, \quad v = v_d, \quad \theta = \theta_d, \quad q = q_d, \quad K \cdot \frac{\partial b}{\partial z} = \delta_1, \quad K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \delta_2. \quad (16).$$

Моделирование АПС осуществляется для Северного полушария, и боковые граничные условия выбираются в соответствии со схемой прогноза крупномасштабных атмосферных процессов.

В методе представления уравнений АПС в конечно-разностном виде использованы односторонние, направленные вперёд разности по времени, центральные разности для адвективных членов и комбинация односторонних и центральных разностей для диффузионных членов.

Схема интегрирования по времени совпадает с прогностической схемой либо конструируется специальным образом. В последнем случае разработана полуневная схема интегрирования по времени, в которой кориолисовы члены и члены вертикальной турбулентной вязкости записываются в неявном виде, а все остальные - в явном. В результате задача сводится к трёхдиагональной матрице, решаемой методом факторизации. Предложенная схема интегрирования позволяет использование малых вертикальных шагов, требуемых для разрешения структуры пограничного слоя без существенного уменьшения временного шага. Необходимость положительных решений уравнений для КЭТ и диссипации накладывает определённые связи между коэффициентами трёхдиагональной матрицы и ограничение на правую часть конечно-разностной схемы для этих уравнений. Если конечно-разностная схема для КЭТ сконструирована таким образом:

$$P^n b_{ijk+1}^{n+1} - M^n b_{ijk}^{n+1} + Q^n b_{ijk-1}^{n+1} = -N^n, \quad (17)$$

то для положительности КЭТ необходимо и достаточно, чтобы

$$M^n > P^n + Q^n, P^n > 0, Q^n > 0, N^n > 0.$$

Это достигается путём линеаризации выражения для работы силы плавучести

$$\alpha_t \frac{g}{\theta} \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \alpha_t \frac{g}{\theta} K^n \frac{\partial \theta^n}{\partial z}, \text{ если } \frac{\partial \theta^n}{\partial z} \leq 0,$$

$$\alpha_t \frac{g}{\theta} \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \alpha_t \frac{g}{\theta} \frac{2b^{n+1}b^n - (b^n)^2}{\varepsilon^n} \frac{\partial \theta^n}{\partial z}, \text{ если } \frac{\partial \theta^n}{\partial z} > 0, \quad (18)$$

где n - номер шага по времени.

Естественно, выбор шага по времени регламентируется условием вычислительной устойчивости

$$\delta t < \min(\delta s/U, \delta s^2/K_L), \quad (19)$$

где U, K_L - максимальные значения модуля скорости ветра и горизонтального коэффициента турбулентности в АПС.

Подчеркнем, что в конечно-разностной аппроксимации уравнений АПС выполняются законы сохранения количества движения, массы и энергии.

Традиционно разработанная модель атмосферного пограничного слоя используется в двух направлениях: во-первых, в прогностической схеме РГМЦ, во-вторых, в задаче оценки загрязнения воздуха за счёт выбросов предприятий Украины и трансграничного переноса.

В прогностической схеме РГМЦ прогностические поля метеорологических величин формируются из модели пограничного слоя в нижнем слое атмосферы и из схемы прогноза крупномасштабных процессов в свободной атмосфере. Взаимодействие между региональными атмосферными процессами и физическими механизмами формирования АПС осуществляется на каждом шаге по времени путём задания граничных условий вблизи подстилающей поверхности и на верхнем уровне АПС. Обратная связь осуществляется путём передачи упорядоченных вертикальных движений на верхней АПС в модель прогноза метеорологических величин в свободной атмосфере, облачности и осадков.

В задаче оценки загрязнения воздушной среды полученное по модели АПС пространственно-временное распределение скорости переноса и коэффициентов турбулентности используется для расчёта концентрации загрязняющих веществ путём решения уравнения турбулентной диффузии.

Заключение

Развитие физико-математических подходов подтвердило целесообразность использования уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации при моделировании АПС. Показано, что диссипация наряду с КЭТ является характеристикой всего спектра турбулентных вихрей. Разработанная модель АПС с двумя прогностическими уравнениями для КЭТ и скорости диссипации, относящая к третьему уровню замыкания, позволила снять существенное ограничение схемы замыкания Мэллора-Ямады, связанное с использованием эмпирической формулы для характерного размера вихрей. Первая версия этой модели была внедрена в СДКП РГМЦ, что существенно улучшило воспроизведение мезомасштабных явлений погоды и турбулентного перемешивания в нижнем слое атмосферы на основе объективного анализа и предсказанных крупномасштабных метеорологических полей.

Дальнейшее улучшение качества моделирования АПС потребовало устранения аппроксимации пограничного слоя, улучшение параметризации членов, описывающих корреляционные моменты давление-скорость, давление-температура в прогностических уравнениях замыкания турбулентности, задание температуры, влажности и вектора геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности, задание и увеличение полноты описания влияния рельефа. Устранение этих ограничений и введение ряда уточнений выполнено в усовершенствованной модели.

Моделирование внутренней структуры АПС осуществлено в рамках К-теории турбулентности для нестационарного, стратифицированного бароклинного АПС с использованием декартовой орографической системы координат. Параметризация турбулентного обмена осуществлена с помощью уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации с учётом продукции, обусловленной горизонтальным и вертикальным турбулентным обменом и эффектов плавучести, диффузии, рельефа и взаимодействия полей давления и параметров турбулентности. Коэффициенты получены с помощью соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского-Лилли. Замкнутая система уравнений пограничного слоя решается при граничных условиях, отражающих влияние внешних воздействий на внутреннюю структуру АПС. В предложенной конечно-разностной аппроксимации уравнений АПС выполняются законы сохранения количества движения, массы и энергии, а схема интегрирования позволяет использование малых вертикальных шагов, требуемых для разрешения структуры пограничного слоя без существенного уменьшения временного шага.

Список литературы

1. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничных слоёв. // Метеорология и гидрология. 1997, № 7. - с. 40-52.
2. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации. // Метеорология и гидрология. 1998, - № 7. - с. 31-42.
3. Монин А.С., Яглом Ф.М. Статистическая гидромеханика. – С.-П.: Гидрометеиздат, 1992. 693 с.
4. Степаненко, С. Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – Од.: Маяк, 1998. - 284 с.
5. Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Моделирование геофизического пограничного слоя. // Докл. АН Украины. 1993, - № 9. – с. 114-121.
6. Шнайдман С.А., Фоскарينو О.В. Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. - 159 с.
7. Abdella, K. and Mcfarlane, N. New Second-Order Turbulence Closure Scheme for the Planetary Boundary Layer. // J. Atmos. Sci. 1997, - № 54. - pp. 1850-1867.
8. Abdella, K. and Mcfarlane, N. Modeling Boundary Layer Clouds with a Statistical Cloud Scheme and a Second-Order Turbulence Closure. // Boundary- Layer Meteorol. 2001, - № 98. - pp. 387-415.
9. Bacon, D., et. al. A Dynamically Adapting Weather and Dispersion Model: The Operational Multiscale Environmental Model with Grid Adaptivity (OMEGA). // Mon. Wea. Rev. 2000, - № 128. - pp. 2044-2076.
10. Ca, V., et. al. A K-Epsilon Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer Including Urban Canopy. // Boundary-Layer Meteorol. 2002, - № 102(3). - pp. 459-490.
11. Canuto, V. Large Scale Simulation of Turbulence: A Subgrid Scale Model Including Shear, Vorticity, Rotation, and Buoyancy. // J. Ap. Met. 1994, - № 428. – pp. 729-752.
12. Canuto, V., Dubovikov, M. A New Approach to Turbulence. // Intern. J. of Modern Physics. 1997, - v. A, № 12. - pp. 3121-3152.
13. Cheng, V., et. al. An Improved Model for Turbulent PBL. // J. Atmos. Sci. 2002, - № 59. – pp. 1550-1565.
14. Duynkerke, P. Application of E- ϵ Turbulence Closure Model to the Neutral and Stable Atmospheric Boundary Layer. // J. Atmos. Sci. 1988, - № 44. - pp. 43-54.
15. Detering, A. and Etling, D. Application of E- ϵ Turbulence Model to the Atmospheric Boundary Layer. // Boundary-Layer Meteorol. 1985, - № 33. – pp. 113-133.
16. Deardorff, J. Three-Dimensional Numerical Study of the Height and Mean Structure of a Heated Planetary Boundary Layer. // Boundary- Layer Meteorol. 1974, - № 7. – pp. 81-106.
17. Deardorff, J. Stratocumulus- Capped Mixed Layers Derived from Three-Dimensional Model. // Boundary-Layer Meteorol. 1980, - № 18. – pp. 495-527.
18. Freedman, F. and Jacobson, M. Transport-Dissipation Analytical Solutions to the K-Epsilon Turbulence Model and their Role in Predictions of the Neutral ABL. // Boundary-Layer Meteorol., 2002, - № 102(1). – pp.117-138.

19. *Freedman, F. and Jacobson, M.* Modification of the Standard Epsilon-Equation for the Stable ABL through Enforced Consistency with Monin-Obukhov Similarity Theory. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2003, - № 106(3). – pp.383-410.
20. *Gerrity, J., et. al.* The Numerical Solution of the Mellor-Yamada Level 2.5 turbulent Kinetic Energy Equation in the Eta Model. // *Mon. Wea. Rev.* 1994, – № 122. - pp. 1640-1646.
21. *Grell, G., Dudhia, J., Stauffer, D.* Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). // NCAR/TN-398+IA, National Center for Atmospheric Research. - 1994, Boulder, CO, p.107.
22. *Helfand, H. and Labraga, J.* Design of a Nonsingular Level 2.5 Second-Order Closure Model for Prediction of Atmospheric Turbulence. // *J. Atmos. Sci.* 1988, - № 45. - pp. 113-132.
23. *Hill, G.* Factors Controlling the Size and Spacing of Cumulus Clouds as Revealed by Numerical Experiments. // *J. Atmos. Sci.* 1974, - № 31. – pp.646-657.
24. *Hong, S. Pan, H.* Non-local Boundary Vertical Diffusion in the Medium-Range forecast Model. // *Mon. Wea. Rev.* 1996, - № 124. – pp. 2223-2339.
25. *Huber, A. et. al.* Development and Applications of CFD Simulations in Support of Air Quality Studies Involving Buildings. // 13th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology US EPA. 2004.
26. *Janjic, Z.* Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. // NCEP Office Note, 2002, - No 461, 61 pp.
27. *Jiang, W., et. al.* Study on Development and Application of a Regional PBL Numerical Model. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2002,- № 104(3). – pp. 491-503.
28. *Lesieur M., et. al.* Large-Eddy Simulations of Turbulence. – New York, Cambridge U. Press, 2005. - p. 219.
29. *Lilly, D.* Representation of Small-Scale Turbulence in Numerical Simulation Experiment. // Proceedings of IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences, NY. 1967.
30. *Marht, L.* Stratified Atmospheric Boundary Layers. // *Boundary-Layer Meteorol.* 1999, - № 90, -pp. 375-396.
31. *Marht, L.* Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2000, - № 96(2) – pp. 6-33.
32. *Mellor, G. and Yamada T.* A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. // *J. Atmos. Sci.*, 1974, - № 31. – pp. 1791-1806.
33. *Mellor, G. and Yamada T.* Development of Turbulent Closure Model for Geophysical Fluid Problems. // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982, - № 20. – pp.851-875.
34. *Michalakes, J., et. al.* The Weather Research and Forecast Model. // Eleventh ECMWF Workshop, Reading, U.K. 2004.
35. *Moeng, C. and Wyngaard J.* Evaluation of Turbulent and Dissipation Closures in Second-Order Modelling. // *J. Atmos. Sci.* 1989, - № 46. – pp. 2311-2330.
36. *Nakanish, M.* Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence Closure Model Based on Large-Eddy Simulation Data. // *Boundary-Layer Meteorol.*, 2001, - № 99(3). – pp.349-378.
37. *Pielke, R., et. al.* A Comprehensive Meteorological Modeling System-RAMS. // *Meteor. Atmos. Phys.* 1992, - № 49. – pp.69-91.
38. *Scamarock, W.* A Description of the Advanced Research WRF Version 2. // NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR. 2005.
39. *Smagorinsky, J.* General Circulation Experiment with the Primitive Equations, *Mon. Wea. Rev.* 1963, - № 91. - pp.99- 165.

40. Young Shi, et. al. Three-Dimensional Non-Hydrostatic Numerical Simulation for PBL. // Boundary-Layer Meteorol. 2000, - № 106(3). - pp. 383-410.
41. Zilitinkevich, S. and Baklanov, A. Calculation of the Height of the Stable Boundary Layer in Practical Applications. // Boundary-Layer Meteorol. 2002, - № 105(3). - pp. 389-409.

Сучасні підходи до моделювання атмосферного граничного шару в регіональних і мезомасштабних прогностичних схемах. Шнайдман В.А., Беркович Л.В., Степаненко С.М.

Наведена розроблена модифікована модель АГШ, попередня версія якої успішно використовується у прогностичній схемі Російського Гідрометцентру для параметризації турбулентного обміну. Одночасно наведений аналіз переваг і недоліків методів відтворення внутрішньої структури АГШ в сучасних прогностичних моделях RAMS і WRF, які використовуються у США.

Ключові слова: атмосферний граничний шар, параметризація, прогностичні схеми.

Current research advances for modeling of atmospheric boundary layer in the regional and mesoscale prediction models. Shnaydman V.A., Berkovich L.V., Stepanenko S.N.

The results of current research advances are used for the atmospheric boundary layer (ABL) parameterization in the regional and mesoscale prediction models, where the level of the turbulence closure becomes important and are widely used for the quantitative description of atmospheric lower layer. The improved model reconstruction of 3D thermo-dynamic and turbulence characteristics in terrain-following coordinates for stratified, baroclinic atmospheric boundary layer is presented. The two-equation approach of turbulence closure includes the equations for kinetic energy of the turbulent eddies and dissipation rate. This approach of turbulence closure allows to exclude the empirical formulae of length scale and to take into account physics of the various complex turbulence phenomena. The lower boundary condition is modified by including the prediction equations for temperature and moisture instead of given values of temperature and moisture near the surface level. The equations for TKE and dissipation rate are added by the terms of the pressure-correlation which take into account the turbulence-turbulence and mean fields-turbulence interactions. The developed model described the most physical mechanisms of the ABL formation..

Key words: atmospheric boundary layer, parameterization, mesoscale prediction models.

УДК 551.58: 551.571.7

Ивус Г.П., к. геогр. н., доц., **Ефимов В.А.** д. ф.-м. н., проф.,

Грушевский О.Н., к. геогр. н.

Одесский государственный экологический университет

ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ БЛОКИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ПЕРЕНОСОВ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ УКРАИНЫ

Обосновывается теоретическая схема механизма образования солитона Россби из начальной стадии развития волнового процесса в виде волны Кельвина, ее трансформации в прогрессивную волну Россби и последующего перехода в стадию стационарной волны Россби. Преобразование стационарной волны Россби в солитон Россби рассматривается с помощью анализа основных физических причин происходящей энергетической перестройки волнового процесса.

Ключевые слова: волна Кельвина, волна Россби, блокирование, солитон Россби.

Введение. Известно, что процессы устойчивого блокирования обуславливаются возникновением в зональном потоке меридиональных, диспергирующих волн способных не только длительное время поддерживать свою форму и скорость, но и сохранять их после столкновения с другими волнами.

Одним из типов подобных волн являются волны Кельвина, для которых характерно меридиональное распространение (с севера на юг и наоборот). Примером такого рода может послужить распространение Азорского максимума вдоль западного побережья Европы в сторону Норвежского моря.

При развитии такого процесса верхняя часть волны Кельвина способна выйти из соприкосновения с основной частью и, оторвавшись, вступить в состав волнового комплекса инерционных волн Россби, приобретая прогрессивное смещение к востоку вплоть до территории Украины. При этом волна Россби может стационарироваться у восточной границы Украины, если ее амплитуда будет достаточно значительной (например, волна своей вершиной достигает субполярных широт). Стационарная волна Россби, находясь в гребневой фазе, является начальной стадией блокирования зональных траекторий циклонов, которые перемещаются с умеренных широт Атлантики вплоть до Западной Сибири [1].

В дальнейшем, в силу ряда взаимосвязанных причин, стационарная волна Россби может перейти в стадию солитона Россби. Этому должен способствовать самостоятельный энергетический баланс, складывающийся в зоне деятельности волны Россби. В первую очередь, устанавливается вихревой баланс антициклона и блокированных им циклонов; однако преобладающую долю энергетического баланса содержат в себе фронтальные разделы блокированных циклонов. В основном это скрытая энергия конденсации паросодержания в облачных системах фронтов, которая на порядок больше кинетической и доступной потенциальной энергии вихревых образований в структуре солитона Россби. Дополнительным источником энергии служат оптически толстые слои атмосферы, расположенные в пределах подинверсионных слоев. Энергия поглощаемых этим слоем потоков радиации выступает в качестве одной из составных частей энергетического баланса.

В качестве **материала исследования** взят синоптический архив за 1990 – 2005 гг. В этот период неоднократно проявляли себя процессы, связанные с блокированием траекторий циклонов над территорией Украины. Как известно [1], увеличение количества опасных и стихийных гидрометеорологических явлений в последнее

десятилетие XX и начале XXI веков обусловлено изменением макроциркуляционных процессов, к числу которых относится антициклогенез, имеющий генетическое происхождение от развития блокирования по описанной здесь схеме. Пример эффекта образования гребневых структур наглядно виден на совместных картах приземного давления и $OT_{500/1000}$, на которых представлены синоптические процессы за период с 06.01.2002 г. по 18.01.2002 г. Анализ барического поля показывает, что Северная Атлантика, Скандинавия и Восточная Европа 06.01.2002 г. заняты обширной депрессией, а гребневая структура прослеживается над территорией Западной Европы и узкой зоной через Северную Атлантику протягивается в сторону Гренландии. В ситуации за 15.01.2002 г. чётко видна гребневая структура, на карте относительной топографии, простирающаяся от Азорского максимума вплоть до северных широт Скандинавии, которая полностью исчезает на карте 16.01.2002 г. Одновременно быстро возникает гребневое вторжение в направлении о. Колгуев, которое в ситуации за 18.01.2002 г. переходит в гребневую структуру, распространяющуюся до о. Ян-Майен. Однако, гребневые очаги на карте OT , находящиеся к западу от барических ложбин, приводят к заполнению этих ложбин и, как следствие, способствуют проникновению гребневых отрогов на территорию, ранее занимаемую ложбинами или циклонами. Зональное смещение гребневой структуры в процессах за 15.01.2002 г. осуществляется от Скандинавского полуострова к востоку, а затем 18.01.2002 г. происходит обратное движение к западу. Направление движения волны Россби к западу следует объяснить увеличением её амплитуды, которое первоначально приводит к стационарированию волны Россби, а далее к её переходу, в некоторых ситуациях, в стадию солитона Россби.

Целью исследования является разработка теоретических схем волнового процесса, приводящего к развитию блокирования циклонов у восточной границы территории Украины.

Методы и результаты исследований. Решение задачи моделирования рассматриваемого процесса определяется двумя основными моментами:

- 1) моделирование типовой волны Кельвина с определением ее амплитуды;
- 2) рассмотрение условий отрыва ее неустойчивой части с последующим переходом в волновой комплекс инерционных волн Россби.

Первый момент не вызывает особых затруднений. В [2] приведена математическая модель волн Кельвина, разработанная на основе волнового уравнения в полярной системе координат:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t} + 4\omega^2\right)\frac{\partial z}{\partial t} = gh\left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2}{\partial \Theta^2}\right)\frac{\partial z}{\partial t}, \quad (1)$$

где (r, Θ) - полярные координаты в области решения Ω , которая расположена в секторе между северным полюсом и широтой субтропического региона;

ω - угловая скорость вращения Земли;

z - высота уровня эквивалентно - баротропного слоя атмосферы или превышение высоты свободной поверхности;

g - ускорение силы тяжести;

$h+z$ - глубина эквивалентно - баротропного океана.

Решение уравнения (1) представим в виде ряда Фурье - Бесселя, в котором коэффициенты ряда Фурье-Бесселя определяют функциональную конфигурацию волны Кельвина и связанных с ней потенциальных термодинамических сил:

$$z(r, \Theta, t) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^M J_m(\lambda_{m,n}r) \cdot (A_{m,n} \cos(m\Theta) \cos(\sigma_{m,n}t) + B_{m,n} \sin(m\Theta) \sin(\sigma_{m,n}t)), \quad (3)$$

где $\sigma_{m,n}$ – собственные частоты для волнового вектора (m, n) ;

J_m - функции Бесселя первого рода; $\lambda_{m,n}$ - корни функции Бесселя первого рода;

m - индекс функции Бесселя; n – номер корня.

Согласно (3), имеем возможность полностью смоделировать типовую волну Кельвина и определить её амплитуду, что в дальнейшем даёт возможность рассмотреть процесс отрыва её неустойчивой составляющей (только в общем виде) в волновой комплекс инерционных волн Россби.

Для более детального рассмотрения такого процесса, что отмечено вторым пунктом, необходимо учитывать, что спектр собственных частот $\sigma_{m,n}$ должен быть более четко обозначен, поскольку (1) определяет его только для волновых чисел n в виде:

$$\sigma_n^2 = \frac{n^2 - 4\omega^2}{gh},$$

что является, в целом, грубым приближением к реальным частотам.

С этой целью, следуя [3], запишем уравнения для комплексных компонент ($V = v_\varphi - iv_\theta$; $U = v_\varphi - iv_\theta$) скорости:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} - 2a\omega \cos\Theta V &= \frac{i}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \Theta}, & \frac{\partial U}{\partial t} + 2a\omega \cos\Theta U &= \frac{i}{a \sin\Theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi}, \\ \frac{\partial V}{\partial \Theta} + ctg\Theta V + \frac{\partial U}{\partial \Theta} + ctg\Theta U - \frac{i\rho_0 g}{2aP_0} \frac{\partial H_s}{\partial \Theta} (V + U) + \frac{\rho_0 B}{P_0} \frac{\partial \Phi}{\partial t} &= 0, \end{aligned} \quad (4)$$

где Φ – геопотенциал уровня 500 гПа; a - радиус Земли;

(v_φ, v_θ) - компоненты вектора скорости в сферической системе координат (Θ, φ) ;

Θ - дополнение широты, φ - азимутальный угол или долгота;

ρ_0, P_0 - плотность и давление на уровне моря; H_s - высота рельефа;

B – параметр баротропности.

Система (4), в отличие от системы (2), записана для эквивалентно – баротропного слоя, но с учётом потенциала скорости и рельефа, что позволяет существенно уточнить спектр собственных частот волн Кельвина. Значения собственных частот волн Кельвина представлены для сферической поверхности (отрицательные величины означают частоты неустойчивых волн):

$\sigma_1^2 = -9,85 \cdot 10^{-10}$; $\sigma_2^2 = 44,39 \cdot 10^{-10}$; $\sigma_3^2 = -42,5 \cdot 10^{-10}$; $\sigma_4^2 = -170,17 \cdot 10^{-10}$; т.е. $\sigma = i\sigma'$; $\sigma^2 = -\sigma'^2$;

именно неустойчивые волны Кельвина могут отпускать верхнюю часть в инерционное прогрессивное движение по типу волн Россби. При условии достижения такой волной меридиональной амплитуды, которая будет оказывать влияние на скорость движения, она может стационаривать, а ее длина будет определяться выражением:

$$\lambda_s = \sqrt{\frac{4\pi U}{\beta}},$$

где U – скорость зонального переноса; β - параметр Кориолиса.

В дальнейшем стационарировавшая волна Россби может перейти в стадию солитона Россби, в случае наличия условий для вихревого баланса, а также при обеспечении достаточного притока скрытой энергии конденсации от фронтальных облачных систем блокированного циклона. Кроме того, энергетический баланс солитона дополняется притоком энергии от оптически толстых слоев атмосферы, поглощающих радиацию в длинноволновом и коротковолновом диапазонах.

Согласно [4], уравнение баланса радиационных потоков в безразмерном виде для оптически толстого слоя можно представить в виде:

$$(T^4 - 1 - z_0(T_1^4 - 1)) + \frac{\gamma}{(\gamma - 1)\text{Pr}}(T - 1 - z_0(T_1 - 1)) = \frac{1}{2}A\gamma(z_0 - u^2), \quad (5)$$

а для оптически тонкого слоя в безразмерном виде уравнение энергетического баланса запишем в форме:

$$\frac{3}{2} \left(\frac{1}{2}(T_1^4 + 1)(z_0^2 - z_0) + \int_0^z I_R dz_0 - \int_0^1 I_R dz_0 \right) + \frac{\gamma}{(\gamma - 1)\text{Pr}}(T - 1 - z_0(T_1 - 1)) = \frac{1}{2}A\gamma(z_0 - u^2), \quad (6)$$

где $I_R = \int_0^1 T^4(z_0) dz_0 - \int_0^z T^4(z_0) dz_0$;

T, T_1 - температура у поверхности земли и на верхней границе соответственно;

γ - отношение теплоемкостей; u - скорость ветра;

z_0 - высота над уровнем моря, пропорциональная потенциальной энергии;

A - коэффициент связи механических энергий с энергией излучения;

Pr - число Прандтля.

Тогда модель пограничного слоя в структуре солитона Россби представляет собой радиационный пограничный слой, в который можно ввести дополнительный приток скрытой энергии. Дополняя модель радиационного пограничного слоя уравнениями движения, получим профиль Экмана, характерный для гребневой структуры блока:

$$u = \frac{1 + \alpha(chH - 1)}{shH} shHz' - \alpha(chHz' - 1),$$

где α, H - числовые параметры, характеризующие интенсивность процесса;

z' - высота пограничного слоя.

Решение дает максимальное значение скорости в середине слоя (1000 – 700 гПа), а также $u=0$ на нижней границе и, соответственно, краевым условиям, $u = 1$ на верхней границе. Профиль скорости u должен в основной зоне энергетических притоков (зоне фронтов) переходить в профиль скорости токов вовлечения, рассчитанных согласно интегральному уравнению А. Аракавы [5]:

$$\int_0^{\lambda_{\max}} m_B(\lambda') K(\lambda, \lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0, \quad (7)$$

где m_B - вовлекаемая в облачные системы фронтов масса воздуха; λ - скорость вовлечения; $K(\lambda, \lambda')$ - ядро интегрального уравнения;

$F(\lambda)$ - интегральная масса вовлечения для всего облачного слоя.

Таким образом, энергия пограничного слоя в зоне антициклонического вихря солитона Россби объединяется с основным источником энергии солитона, находящегося в зоне фронтов блокированного циклона. Весь энергетический баланс солитона представляет собой единую взаимосвязанную систему, в которой радиационные потоки (5)–(6), выраженные через кинетическую энергию [5], сочетаются с потоками скрытой энергии конденсации, в данном случае взаимосвязанными с кинетической энергией токов вовлечения.

Для параметризации функции тока в солитоне, согласно [6,7,8], будем использовать уравнение Картвега – де – Фриза:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} - 6\psi \frac{\partial \psi}{\partial Z} + \frac{\partial^3 \psi}{\partial Z^3} = 0, \quad (8)$$

где $Z = x + iy$ – комплексная координата;
 ψ - функция сложного комплекса многосолитонного решения, которое, согласно [9], может быть представлено посредством аналитической мероморфной функции комплексного потенциала скорости:

$$w = \bar{v}_\infty Z + \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^n q_k \ln(Z - a_k) - \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^p \frac{M_k e^{a_k i}}{Z - c_k} - \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^m \Gamma_k \ln(Z - b_k) \quad (9)$$

где a_k, b_k, c_k - комплексные координаты полюсов;
 M_k, q_k, Γ_k - интенсивности полюсов; v_∞ - сопряжённая комплексная скорость.

Подставляя в уравнение (8) функцию тока потоков, образующихся в солитоне (9), получаем в правой части невязку уравнения (8). Метод расчёта функции тока по комплексному потенциалу скорости и полюсам вихреисточников и диполей изложен в [10].

Коррекция функции тока, вводимая методом согласования полюсов по интенсивности вихреисточников и моментов диполей с энергетическим балансом всей системы солитона, выраженным посредством уравнений (5 – 7), позволяет дополнить баланс энергетических потоков. Корректируя функцию тока в процессе вовлечения, можем, тем самым, уточнить энергетический баланс в зоне фронтальных разделов. Эта же процедура, выполненная в зоне радиационного пограничного слоя межфронтального пространства, позволяет учесть баланс механической энергии в радиационном пограничном слое солитона.

На рисунках а) – з) приведены результаты расчёта динамики волнового процесса от волны Кельвина к солитону Россби и энергетической коррекции его структуры. На рис. а) представлен вид неустойчивой волны Кельвина, расположенной над акваторией восточной Атлантики и побережья Западной Европы. Функция тока удовлетворяет условиям геострофичности. Модуль скорости соответствует градиенту функции тока. На рис. б) приведен результат отрыва неустойчивого гребня волны Кельвина в систему прогрессивного движения волн Россби, а на рис. в) представлена стационарная волна Россби с гребнем в субполярной области. Далее, на рис. г), дана начальная стадия перехода стационарной волны Россби в солитон Россби, а на рис. д) - функция тока отклонений от структуры солитона, представленного на рис. г). На рис. е) приведена функция тока солитона Россби, после первой коррекции полюсов. Отклонения от структуры солитона с учетом энергии конденсации водяных паров в системе фронтальных разделов блокированных циклонов отмечены на рис. ж). Окончательно на рис. з) приведены отклонения от структуры солитона, полученные после согласования кинетических энергий фронтальных систем и радиационного пограничного слоя в гребневой структуре солитона.

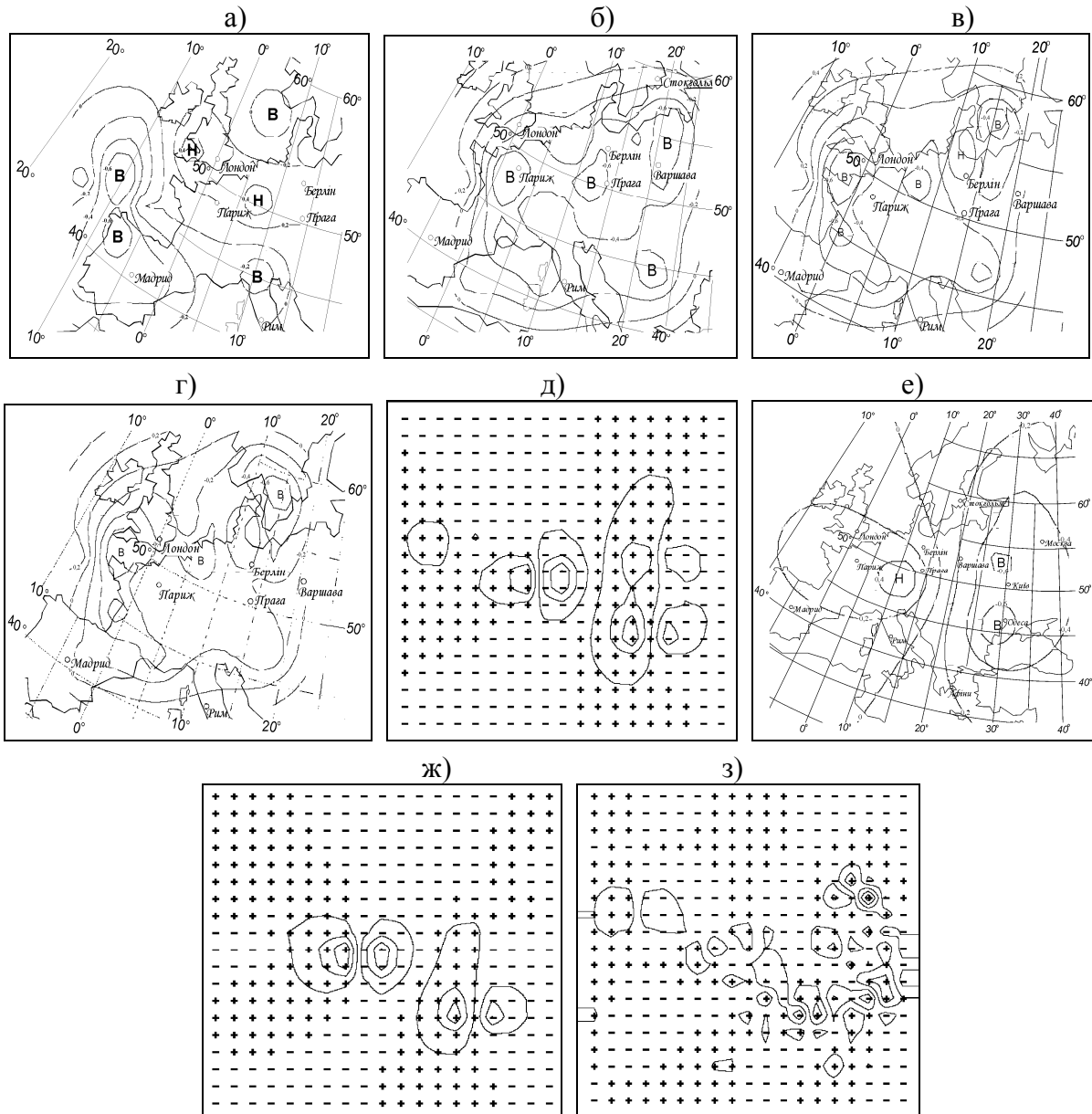


Рисунок. - Поля функции тока (а, б, в, г, е) и ее отклонения (д, ж, з) от структуры солитона при расчете динамики волнового процесса:

а) волны Кельвина; б) переход неустойчивой волны Кельвина в волну Россби; в) стационарная волна; г) блокирование солитоном Россби; е) солитон Россби после коррекции баланса энергии; д) отклонение от структуры солитона Россби; ж) отклонение от структуры солитона Россби после коррекции скрытой энергии; з) отклонение от структуры солитона Россби после окончательной коррекции конденсации и оптических толщин.

Положительные (отрицательные) значения функции тока обозначены знаком «+» («-») и расположены справа (слева) от направления движения воздушных масс. Как видно, отклонения имеют мелкоочаговый характер, который можно объяснить отличиями ландшафтов местности, способных оказывать локальные влияния на синоптический процесс [1]. Таким образом, цепь волновых процессов от волн Кельвина до солитона Россби, в ряде случаев, определяет основу блокирования циклонических траекторий над территорией юга Восточной Европы.

Выводы: 1. Процесс блокирования представлен в форме математической модели, основанной на волновой механике от волн Кельвина до солитона Россби, при этом учтены все формы энергетического баланса в изложенном волновом механизме.
2. Энергетический совместный баланс гребневой структуры блока и фронтальных систем блокированного циклона связан посредством объединённой кинетической энергии всей энергоёмкости солитона Россби.
3. Кинетическая энергия токов вовлечения в облачные системы фронтов, создаваемых конвекцией и скрытой теплотой конденсации паров, в гребневой составляющей солитона объединена с кинетической энергией радиационного пограничного слоя, что позволяет оценить энергетический баланс всей системы в одинаковых единицах для разнородных физических процессов.

Список литературы

1. Ивус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза. – К.: КНТ, 2005. - 208 с.
2. Грей Э., Метьюз Г.В. Функции Бесселя и их приложения к физике и механике. - М.: ИЛ. 1953, - 372 с.
3. Ефимов В.А. Математическое моделирование долговременных нестационарных планетарных процессов в системе океан – атмосфера // Труды ААНИИ. - 1976. – Т. 336.- 275 с.
4. Бай Шу-и. Динамика излучающего газа.- М.: Мир.- 1968. – 324 с.
5. Arakava A., Schubert W.H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment // P.I.J. Atm. Sci. -1974 - №3, Vol. 31. - P.674-701.
6. Benney D.J. Long non-linear waves in fluid flows // J.Math. And Phys.- 1966.- Vol.45.- P.52-63.
7. Long R.R. Solitary waves in the westerlies. // J. Atmos. Sci.- 1964 - Vol.21, – P.197-200.
8. Абловиц М., Сигур Х. Солитоны и метод обратной задачи. - М: Мир. - 1987.- 480 с.
9. Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В. Теоретическая гидромеханика. - М.: ГИТТЛ. - 1948, Т. 1. - 487 с.
10. Ефимов В.А., Конкин В. Аналитическое представление струй штормового ветра и его применение в морских прогнозах // Метеорология, климатология и гидрология. - 1998.- Вып.35.- С. 20 – 26.

Окремі випадки блокування зональних переносів над територією України.

Ивус Г.П., Ефимов В.А., Грушевський О.М.

Обґрунтовується теоретична схема механізму утворення солітону Россбі з початкової стадії розвитку хвильового процесу у вигляді хвилі Кельвіна, її трансформації у прогресивну хвилю Россбі та подальшого переходу у стадію стаціонарної хвилі Россбі. Перетворення стаціонарної хвилі Россбі в солітон Россбі розглядається за допомогою аналізу основних фізичних причин поточної енергетичної перебудови хвильового процесу.

Ключові слова: хвиля Кельвіна, хвиля Россбі, блокування, солітон Россбі.

Special blocking situations of zonal transfer above territory of Ukraine.

Ivus G.P., Yefimov V.A., Grushevsky O.N.

Theoretical scheme of mechanism of formation of Rossby's soliton from the initial stage of development of wave process in the type of Kelvin's waves, transformation into the progressive Rossby's wave with the next change in to the stage of stationary Rossby's wave is given proof. Transformation of the stationary Rossby's wave into Rossby's soliton is considered with the help of the analysis of the main physical reasons of the energy change of the wave process which place.

Key words: Kelvin's wave, Rossby's wave, blocking, Rossby's soliton.

О.В. Волошина, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

ХВИЛЬОВИЙ ХАРАКТЕР І ЕНЕРГЕТИКА ПРОЦЕСІВ КОЛИВАННЯ ГЕОПОТЕНЦІАЛЬНОЇ ВИСОТИ І ТЕМПЕРАТУРИ ІЗОБАРИЧНИХ ПОВЕРХОНЬ

Методом спектрального аналізу досліджена енергетика процесів коливання температури і геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь за даними аерологічного зондування атмосфери на станції Одеса. Визначено основні енергонесучі періоди коливань: 20, 10-15, 3-7 діб і встановлено, що загальна енергія коливального процесу температури в тропосфері з висотою зменшується, а геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь – зростає.

Ключові слова: температура, геопотенціальна висота, ізобарична поверхня, спектральна функція, енергія, період коливань

Вступ. Аерологічна мережа в Україні рідка, і частота зондування недостатня, що викликає необхідність використання непрямих методів для отримання інформації і заповнення просторового і часового вакууму. До таких методів відносяться кореляційний і спектральний аналізи, які дозволяють об'єктивно оцінити часову і просторову мінливість або зв'язність метеорологічних величин на різних рівнях в атмосфері і використовувати цю інформацію для заповнення відсутніх даних. Для характеристики внутрішньої структури випадкового процесу служить змішана моментна функція другого порядку – автокореляційна функція.

Автокореляційна функція і математичне очікування повністю визначають статистичні закономірності випадкового стаціонарного процесу, якщо розподіл ординат цього процесу в принципі підкоряється нормальному закону. Якщо відома оцінка кореляційної функції, то можна визначити як стійкість в часі ординат процесу, так і інтервал кореляції, а також оцінити інтенсивність коливань і виявити приховані періодичності, обчислити оцінки спектральної щільності [2,5]. Якщо в процесі присутня періодична складова, то її період зберігається в автокореляційній функції, для прикладних розрахунків частіше користуються нормованою автокореляційною функцією. Апроксимація автокореляційної функції використовується при аналітичному визначенні функції спектральної щільності. Дисперсія оцінки автокореляційної функції може бути виражена через параметри апроксимації.

Матеріали і методи дослідження. Часова мінливість в рядах геопотенціальних висот і температур основних ізобаричних поверхонь 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 гПа, була досліджена за даними аерологічних спостережень з дискретністю 12 годин за даними станції Одеса за 1988–1992 роки.

Всі матеріали були перевірені і проконтрольовані, з урахуванням результатів контролю були сформовані ряди температури і геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь для 6-ти місяців за багаторічними даними, що складаються з 256 значень, а саме: січень, березень, травень, липень, вересень, листопад.

З урахуванням особливостей клімату неможливо обмежитися підходом, що широко використовується, – вивчати особливості центрального місяця календарного сезону року і поширювати отримані висновки на весь сезон. Перегляд вихідного матеріалу і порівняння середньомісячних величин температури і геопотенціалу основних ізобаричних поверхонь і їх середньоквадратичних відхилень (СКВ) дозволяє

нам вважати, що часова мінливість цих величин така, що необхідно розглядати наступні сезони: зима – січень і лютий, весна – березень і квітень, перша половина літа – травень і червень, друга половина літа – липень і серпень, осінь – вересень і жовтень, час перед початком зими – листопад і грудень.

Заздалегідь були розраховані основні статистики всіх досліджуваних рядів і проведена перевірка на відповідність їх розподілів нормальному закону. З огляду на те, що метеорологічні процеси і поля метеорологічних величин формуються під впливом процесів різних часових масштабів, виникає необхідність досліджувати внутрішню часову структуру випадкового процесу, що визначається домінуючими складовими.

Внаслідок великого числа і виняткової різноманітності внутрішніх чинників коливання температури і геопотенціала ізобаричних поверхонь носять, як правило, аперіодичний характер. Тільки в результаті усереднення за великий проміжок часу можна виділити коливальні процеси, тривалість яких міняється, але не виходить за певні часові межі. Умовно таку тривалість коливань називають періодом. До цих коливань відносяться:

- синоптичні коливання з періодом декілька діб (3–7 діб), які зумовлені проходженням через фіксовану область синоптичних вихорів;
- глобальні коливання з періодом від декількох тижнів до декількох місяців (коливання зональної циркуляції з періодом близько двох тижнів);
- міжрічні коливання з періодом декілька років (2-5).

Всі ці коливання, як строго періодичні, так і квазіперіодичні, мають значні амплітуди, що убувають по мірі збільшення періоду.

Залежно від переважаючої ролі тієї або іншої сили у виникненні хвильового руху всі хвилі прийнято ділити на чотири класи – це гравітаційні та інерційно-гравітаційні хвилі, у формування яких визначальний внесок вносять сила тяжіння і відхиляюча сила обертання Землі. Такі ж хвилі формуються під впливом неоднорідностей земної поверхні. До третього класу відносяться інерційні хвилі (хвилі Росбі). Визначальною силою хвильових рухів цього класу виступає сила Коріоліса. Четвертий клас складають планетарні хвилі (хвилі Росбі–Блінової). Вони обумовлені обертанням і сферичністю Землі [3].

Хвильові рухи в атмосфері носять виключно складний характер. З цієї причини хвильові рухи різних просторово-часових масштабів досліджуються ймовірно-статистичними методами.

При дослідженні метеорологічних процесів нерідко виникає задача ідентифікації хвильових коливань за допомогою кореляційних функцій і функцій спектральної щільності.

За допомогою автокореляційної функції $R_X(\tau)$ можна описати внутрішню структуру процесу, що визначається домінуючими компонентами в часовій області. В тих випадках, коли процес складається із складових різних часових масштабів, знання структури процесу в часовій області виявляється недостатнім. Для визначення розподілу інтенсивності процесу між складовими різних часових масштабів необхідний опис випадкового процесу в частотній області.

Для оцінки внеску складових різного часового масштабу в дисперсію випадкового процесу служить функція спектральної щільності процесу – $S_X(\omega)$. Функцію $S_X(\omega)$ часто називають енергетичним спектром процесу, проте під цим мають на увазі спектральну щільність інтенсивності (потужності) коливань.

Визначення спектральної щільності процесу, для якого невідомий аналітичний вираз спектральної щільності, здійснюється чисельним інтегруванням. Оскільки замість істинного значення автокореляційної функції часто мають в своєму розпорядженні її

оцінку, відому в межах обмеженого інтервалу ($0 \div \tau_m$), то косинус-перетворення Фур'є може бути виконане на кінцевому проміжку часу

$$S_x^*(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{T_0} R_x^*(\tau) \cos \omega \tau d\tau, \quad (1)$$

де $S_x^*(\omega)$ – оцінка спектральної щільності для $T_0 \leq \tau_m$, $R_x^*(\tau)$ – оцінка кореляційної функції, ω – частота коливань, τ – період коливань.

Фізичне значення спектру полягає в тому, що він показує внесок кожної гармоніки в повну дисперсію. Метою спектрального аналізу є знаходження згладженого спектру, який залишається однаковим для різних частин одного і того ж стаціонарного часового ряду. За допомогою спектрального аналізу не визначають амплітуди окремих гармонік. Як правило, розглядається спектр нескінченно довгого часового ряду, з якого досліджуваний часовий ряд є короткою випадковою вибіркою. Для довгого ряду визначають згладжений спектр, використовуючи відповідну методику граничного переходу. Основна задача – оцінити згладжений спектр на підставі даного короткого ряду.

Велике спотворення спектральних оцінок спостерігається кожного разу, коли істинний спектр характеризується швидкими флуктуаціями. Для усунення цього недоліку пропонується уточнювати спектральні оцінки шляхом згладжування за формулою Тьюкі [5].

За допомогою спектрального аналізу можна знайти тільки загальну форму спектральної кривої і не можна виявити окремих циклів. Проте існує декілька доказів на користь статистичного спектрального аналізу. Спектр необхідний для розуміння фізичних причин, що лежать в основі змін часового ряду. Значущі максимуми і мінімуми важливі для прогнозу погоди, навіть якщо ці екстремуми не є різко вираженими піками і улоговинами.

Результати дослідження та їх аналіз. Для дослідження спектральних характеристик хвильових процесів часових коливань температури і абсолютної геопотенціальної висоти у різні сезони року за даними аерологічних спостережень станції Одеса були розраховані і досліджені розподіли дисперсії рядів температури і абсолютної геопотенціальної висоти основних ізобаричних поверхонь. Кожен ряд складався з 256 величин, для чого використані дані аерологічного зондування за період 1988 – 1992 років. Розрахунки були виконані за формулою (1) і проаналізовані методом максентропійної оцінки [4]. Найбільший інтерес становлять викиди вище середнього рівня або піки кривої спектральної функції при графічному її зображенні, які відображають існування на даних частотах або гармоніках періодичної складової. Кількість гармонік, для яких розраховувалася спектральна щільність, дорівнювала 128 при довжині рядів в 256 значень. Основна частина дисперсії зосереджена в інтервалі частот, що відповідають 64 гармонікам. Для аналізу розподілу енергії по спектру виявилось достатнім використовувати 32 гармоніки (25%), подальше збільшення числа гармонік практично не вносить ніяких помітних змін як в характер розподілу спектральної щільності по спектру частот, так і в сумарну спектральну щільність інтервалу частот кожного значущого піку.

Відомо, що розраховані спектральні оцінки відрізняються від спектру генеральної сукупності. Для оцінки значущості спектру виконується перевірка статистичної гіпотези при заданому рівні значущості. Висувається гіпотеза, що в спектрі часової послідовності відсутні гармонійні коливання на фоні реалізації білого або червоного шуму. Перевірка нульової гіпотези полягає в порівнянні спектральної щільності із значеннями, які приймаються як межі довірчого інтервалу [5].

Розраховані нами спектральні функції і їх довірчі інтервали дозволяють виділити основні енергонесучі гармоніки і оцінити внесок кожної в загальну дисперсію.

Графічне зображення логспектральних функцій дозволяє візуально оцінити і порівняти потужність енергетичних піків різного часового масштабу – періоду. Загальний вид згладжених кривих спектральної щільності температури для січня і липня в логарифмічному вигляді з довірчими інтервалами для ілюстрації показано на рис.1 і для геопотенціальної висоти на рис.2.

Найбільший інтерес становлять піки кривої, які вказують на наявність на даній частоті періодичної складової. При безперервній спектральній щільності оцінюють частку дисперсії, що відповідає межі даної частоти. В роботі [4] пропонується визначати частоти так, щоб вони згладжували піки, що приходяться на інтервали, обмежені стандартним відхиленням мінімумів спектральної щільності.

Аналіз спектральних оцінок розподілу енергії коливань різного періоду в рядах температури основних ізобаричних поверхонь, розрахованих описаним вище методом, показав, що всі досліджувані спектральні функції є дуже порізнаними. Це говорить про те, що часові зміни (коливання) температури і геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь зумовлені великою різноманітністю періодичних і неперіодичних хвильових коливань. Проте, огляд оцінок спектральних функцій показує, що на фоні безладних викидів спостерігаються піки, які співпадають на різних висотах і в різні сезони. До них відносяться піки, що приходяться на періоди коливань $P \div 20, 10-15, 3-7$ діб.

Загальною характерною закономірністю усіх функцій є зменшення амплітуди коливань при зростанні періоду, що відповідає фізичній природі процесів хвилеутворення. Більшість максимумів у розподілі енергії по спектру коливань, тобто піки на спектральних кривих LS , практично в усі розглянуті місяці співпадають на всіх розглянутих ізобаричних поверхнях, але значно відрізняються своєю величиною, тобто енергія по спектру розподілена нерівномірно. Досліджені ряди температур і геопотенціальних висот дозволяють визначити енергію хвиль, періоди яких не перевищують місяць.

Загальна сумарна дисперсія – ED і сумарна дисперсія, що приходиться на коливання з визначеними енергонесучими періодами, представлені у табл.1. Характерна особливість у розподілі сумарної дисперсії по висотам полягає у тому, що чітко виділяються енергонесучі поверхні 500 гПа для температури і 300 гПа для геопотенціальної висоти.

Вертикальні логарифмічні профілі LED_T і LED_H (рис.3) дзеркальні один відносно одного до поверхні 200 гПа, а вище вони паралельні. Енергія коливальних процесів температури зменшується з висотою швидше, ніж енергія процесу геопотенціальної висоти. В граничному шарі вони мало відрізняються.

Хвилі розглянутих періодів вносять різний вклад в загальну енергію коливальних процесів у різні сезони на різних поверхнях. Так, енергія 3-7 добових коливань температури всіх поверхонь на порядок більша, ніж енергія довгих 20-добових коливань у всій товщі атмосфери, а характер змінювання за висотою однаковий. Для геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь внесок довгоперіодних 20-добових коливань в загальну дисперсію стає приблизно рівним внеску 3-7 добових коливань.

Щодо сезонних особливостей, то висока енергетика притаманна хвильовим процесам температури і геопотенціальної висоти у січні як для 20-, так і для 3-7 добових коливань. У березні зростає внесок 10-15 добових коливань, що пов'язано із зміною

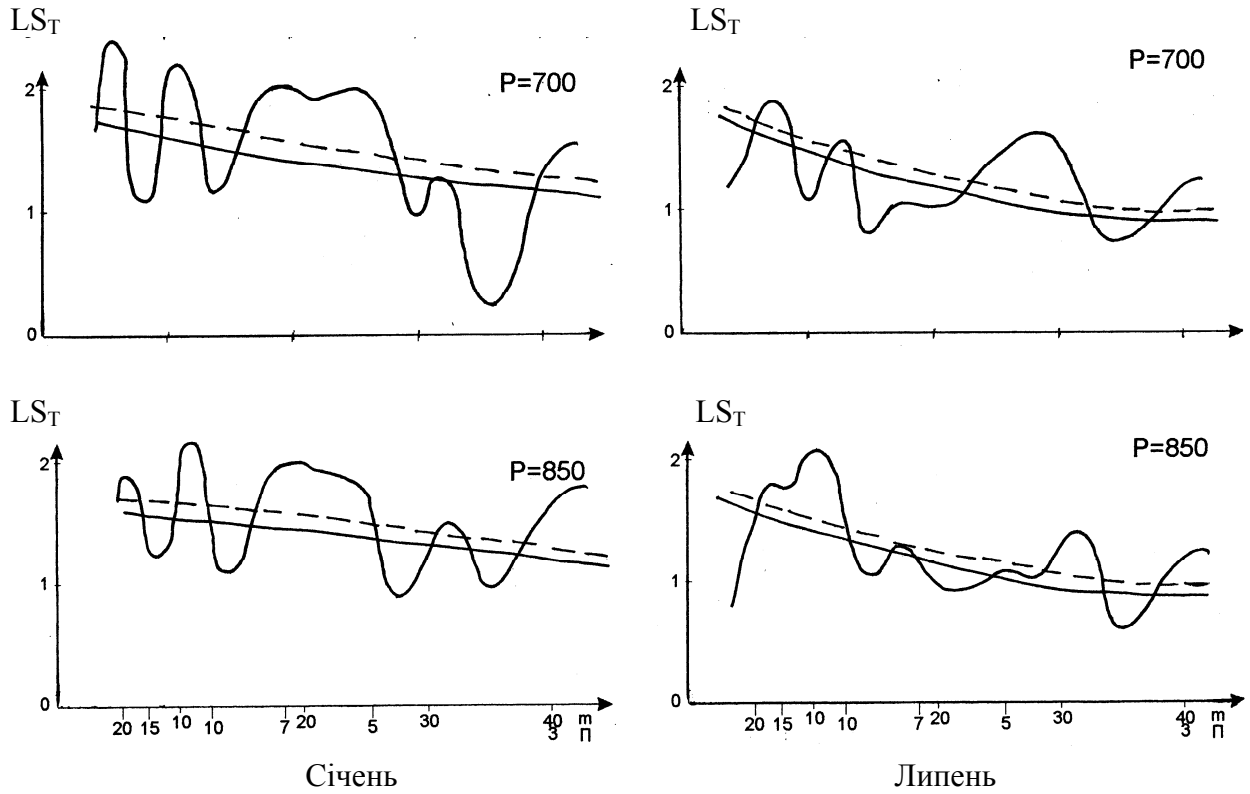


Рис.1 Логспектральна згладжена функція LS_T температури ізобаричної поверхні P гПа

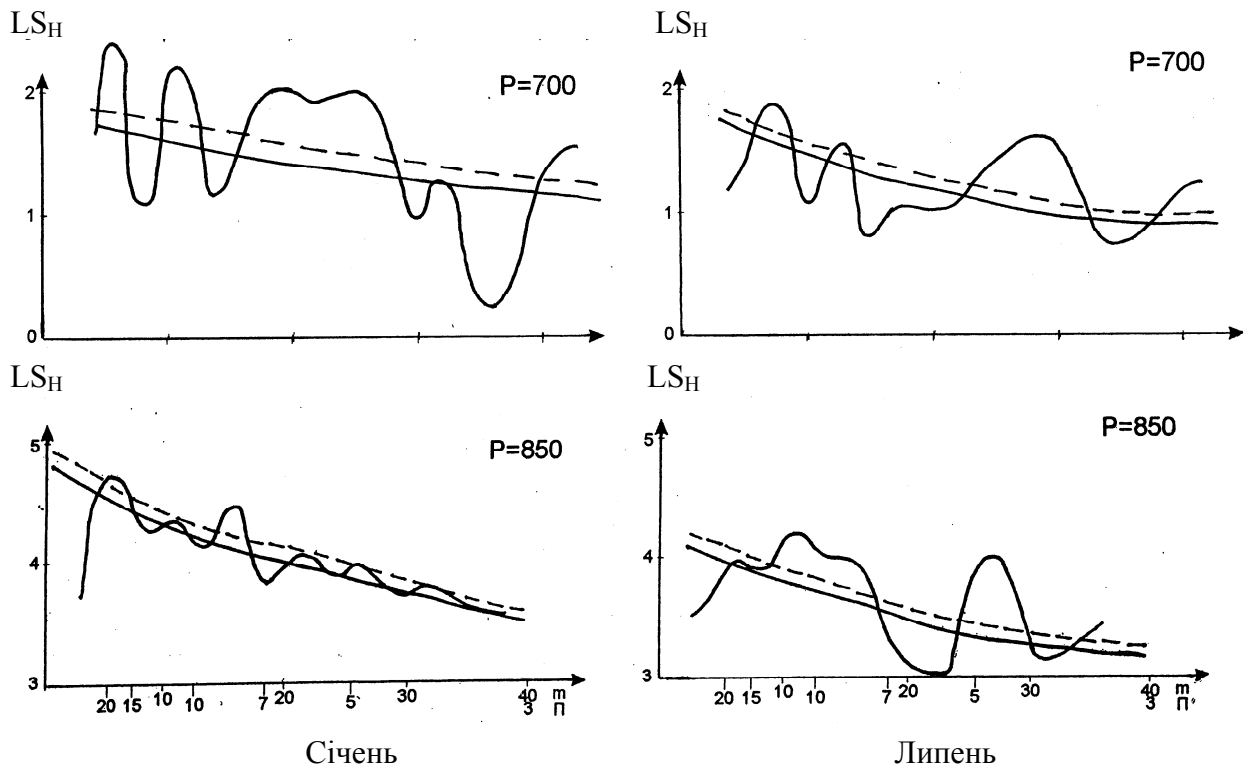


Рис.2 Логспектральна згладжена функція LS_H геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь P гПа

Таблиця – 1. Сумарна дисперсія температури – $ED_T \cdot 10^2 (^\circ\text{C})^2$ і геопотенціалу – $ED_H \cdot 10^2$ (дам)² ізобаричних поверхонь

П, доб	ED_T						ED_H					
	1000	850	500	300	200	100	1000	850	500	300	200	100
	Січень											
20	2	2	3	1	2	3	11	12	26	87	81	37
10-15	3	2	2	<1	1	0.1	10	6	6	11	11	5
3-7	8	10	11	9	38	12	18	12	46	119	84	21
Σ	25	40	40	29	16	19	66	49	139	357	274	156
	Березень											
20	2	4	3	1	3	1	6	5	6	8	13	9
10-15	3	3	4	<1	9	14	7	9	25	41	24	5
3-7	5	8	7	3	13	23	12	1	25	67	38	29
Σ	23	31	23	8	40	12	62	61	107	292	152	148
	Травень											
20	1	1	5	2	<1	1	1	2	10	31	30	22
10-15	1	3	2	2	1	<1	6	4	3	12	8	84
3-7	6	5	6	3	1	2	5	9	28	46	28	20
Σ	23	20	27	16	28	9	25	28	81	194	199	178
	Липень											
20	2	2	1	8	6	1	3	4	16	29	21	7
10-15	2	2	7	<1	1	1	2	2	2	3	3	1
3-7	2	4	3	3	7	2	6	6	12	22	18	7
Σ	13	13	8	8	24	6	18	18	50	88	80	48
	Вересень											
20	2	2	3	2	5	3	21	5	26	40	39	65
10-15	4	5	3	1	1	1	1	4	23	36	43	23
3-7	6	10	6	3	8	3	12	11	38	180	89	51
Σ	39	36	26	11	29	14	30	45	187	799	446	484
	Листопад											
20	2	4	2	1	2	1	6	5	7	8	12	8
10-15	3	3	3	1	8	12	8	24	38	50	28	8
3-7	4	7	6	3	11	20	13	27	24	62	40	20
Σ	25	29	21	7	38	110	59	84	99	245	141	140

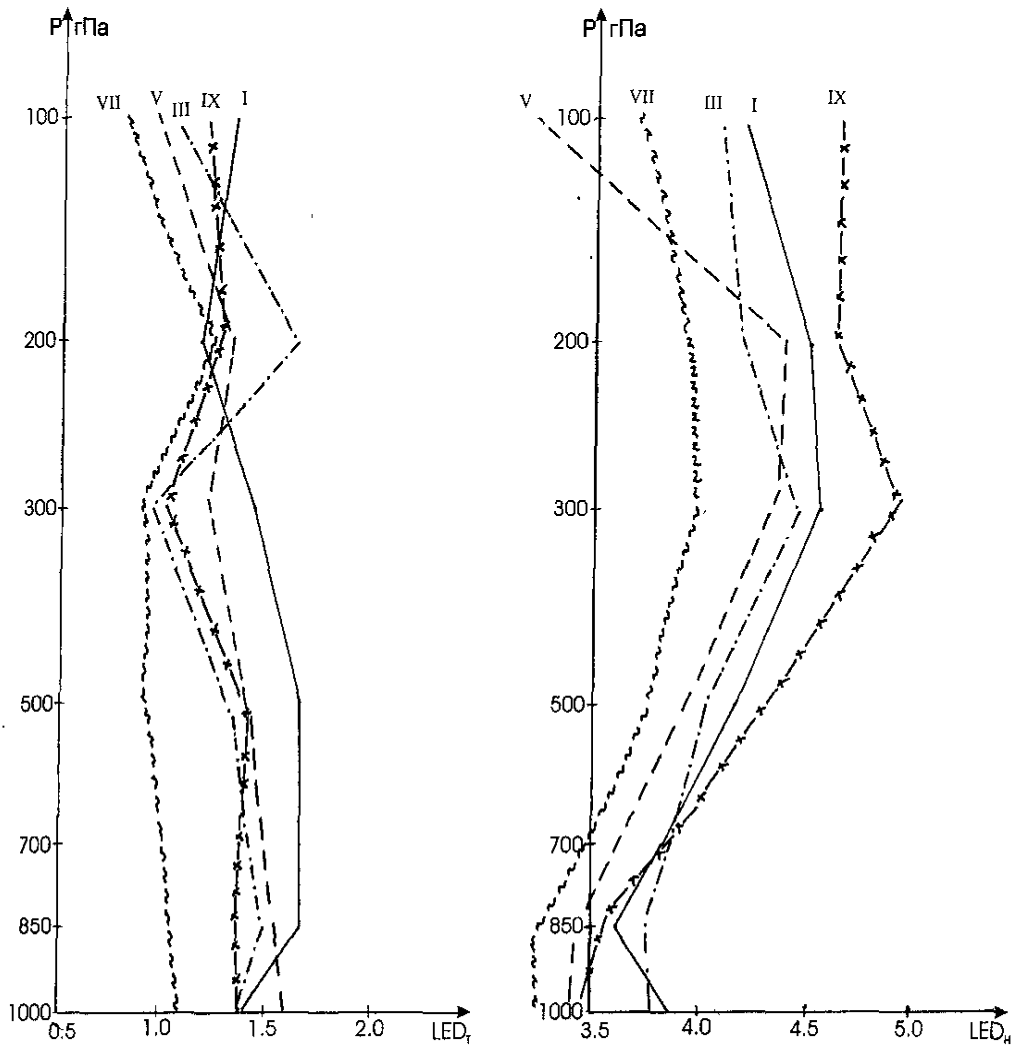


Рис. – 3. Вертикальний профіль логарифма сумарної дисперсії температури LED_T і геопотенціалу LED_H .
 I – січень, III – березень, V – травень, VII – липень,
 IX – вересень.

індексу циркуляції, а внесок 20- добових коливань є найменшим. У травні зростає внесок 3-7 добових коливань, добре виражені добові коливання у високому граничному шарі. У липні і вересні (за винятком поверхні 1000 гПа) енергетичний внесок 20- добових коливань зрівнюється з внеском 3-7 добових, довгі часові хвилі «опускаються» у тропосферу і сприяють встановленню довгих 5-7 і більше діб періодів стійкої погоди.

Висновки. Наведена інформація розширює наші знання про хвильовий характер і чинники зміни температури і геопотенціальної висоти ізобаричних поверхонь і дає також кількісну статистично забезпечену оцінку потужності хвильових процесів, що спостерігаються в атмосфері над територією України у різні сезони року. Опис процесу в частотній області може бути основою для з'ясування походження і механізму коливань тих або інших часових масштабів і, отже, викликає безперечний інтерес з прогностичної точки зору.

Список літератури

1. Волошина Е. В. Оценка спектральных характеристик временных рядов температуры основных изобарических поверхностей // Метеорология, климатология и гидрология. 2002. – Вып.46. – С. 95-100.
2. Груза Г.В., Рейтенбах Р. Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 215 с.
3. Ківганов А. Ф. Хвильові процеси в атмосфері. – Одеса: АО Бахва, 2001. – 178 с.
4. Муравьев А .В. Вычислительный эксперимент по расчету спектральной плотности на основе модели авторегрессионного процесса //Метеорология и гидрология. 1992. С.63-70.
5. Школьный Є. П., Лоева І .Д., Гончарова Л. Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації. – Одеса. 1999. – 437с.

Волновой характер и энергетика процессов колебаний температуры и геопотенциальной высоты изобарических поверхностей. Волошина Е.В.

Методом спектрального анализа исследована энергетика процессов колебания температуры и геопотенциальной высоты основных изобарических поверхностей. Выделены основные энергонесущие периоды 20, 10-15,3-7 суток. Установлено, что общая суммарная энергия колебательного процесса температуры в тропосфере уменьшается с высотой, а геопотенциала –увеличивается.

Ключевые слова: температура, геопотенциальная высота, изобарическая поверхность, спектральная функция, энергия, период колебания.

Wave character and energy of processes of the oscillation of temperature and geopotential height of isobaric surfaces. Voloshina E.V.

The energy of processes temperature and geopotential height fluctuation on the basic isobaric surfaces is investigated by the method of the spectral analysis. The basic energy periods 20, 10-15,3-7 day are considered. It is established, that general total energy of oscillatory process of temperature in troposphere decreases with height, and geopotential increases.

Keyword: temperature, geopotential height, isobaric surface, spectral function, energy, period of wave.

С.В. ИВАНОВ, к.г.н.

*Одесский государственный экологический университет / Geophysical Institute,
University of Alaska*

ЦИФРОВОЙ ФИЛЬТР КАК СЛАБОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ НА ЭТАПЕ ИНИЦИАЛИЗАЦИИ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ММ5

Исследуются особенности применения цифрового фильтра как слабого ограничения при инициализации численной модели. Такой подход позволяет достичь лучшего динамического баланса в начальных условиях модели между полями различных метеорологических величин. Результаты численных экспериментов показывают, что использование цифрового фильтра обеспечивает оптимальное описание полей на этапе инициализации модели и снижает скорость роста ошибки прогноза при последующем интегрировании.

Ключевые слова: инициализация модели, цифровой фильтр, усвоение данных наблюдений.

Введение. Процесс инициализации является неотъемлемым этапом расчетов в любой сколько-нибудь серьезной численной модели. Понимание необходимости этого этапа в процессе моделирования стало общепринятым с 1951 года [1]. Тогда было установлено, что если *a priori* не накладывать определенные ограничения на начальные условия модели, то это приводит к возбуждению нереальных высокочастотных движений, которые прежде интерпретировались как гравитационные волны. Такое ограничение может быть выражено, например, через независимый от времени баланс между полями массы и скорости.

Инициализация модели выполняется непосредственно перед интегрированием модели. В определенной степени процесс инициализации находится в противоречии с процессом усвоением данных, которое используется для достижения максимальной близости начальных полей модели к данным наблюдений на рассматриваемый момент времени. От условий компромисса между этими двумя этапами моделирования зависит точность численных расчетов и устойчивость процесса счета. Поэтому условие динамического баланса включается в качестве одного из членов в уравнение функции стоимости на этапе усвоении данных.

Важную роль в таком компромиссе играет метод инициализации и его свойства. В относительно простых моделях, как правило, используется наджинг (Nudging), который объединяет в себе обе задачи. Такой подход непрерывно сглаживает поступающие данные наблюдений с заданными пространственными и временными окнами. Однако он не имеет под собой физической основы и непрерывно, в большей или меньшей степени, искажает физику и динамику модельных расчетов.

Физически более обоснованными получаются начальные условия при использовании методов нормальной моды инициализации (НМИ) [2, 3]. Эти методы основаны на удалении всех инерционно-гравитационных мод (линейная НМИ) или предположении постоянства энергии инерционно-гравитационных волн (нелинейная НМИ) [4-6] в ходе интегрирования модели. Однако методы НМИ имеют ряд серьезных ограничений для применения их в моделях по ограниченной территории, в моделях высокого разрешения, и при инициализации полей с мезо- и мелко-масштабными структурами.

В последние годы был предложен еще один подход для инициализации численных моделей, получивший название Цифрового Фильтра (ЦФ) [7-9]. Его суть заключается в том, чтобы контролировать медленное изменение в поведении атмосферных мод через приспособление модельного решения к поступающим наблюдениям на этапе усвоения данных. Такой контроль реализуется с помощью введения функции стоимости, которая определяет и фильтрует активность высокочастотных гравитационных волн.

В данной работе оцениваются преимущества введения ЦФ в систему четырехмерного вариационного усвоения данных модели MM5 с использованием стандартных наземных данных и аэрологического зондирования над Северной Америкой в контексте эксперимента OSSE (Observing System Simulation Experiment).

Материалы и методы исследования: Как известно из теории обработки рядов, фильтрация высокочастотных волн в траектории модели реализуется через дискретную функцию свертки модельного состояния $x(t_k)$ с весовой функцией α_k на каждом шаге t_k временного интервала N . Фильтрованное модельное состояние относится к середине рассматриваемого интервала и определяется как

$$\bar{x}(t_{N/2}) = \sum_{k=0}^N \alpha_k x(t_k)$$

Следует помнить, что веса фильтра должны быть пронормированы на рассматриваемом интервале во избежание изменения среднего значения переменных вдоль траектории модели, т.е.

$$\beta_k = \alpha_k / \sum_{m=-M}^M \alpha_m$$

Функция стоимости цифрового фильтра (ФСЦФ) задается через отклонение фильтрованного состояния атмосферы от соответствующего нефильтрованного

$$J_{DF}(x) = \frac{\lambda}{2} \langle [x(t_{N/2}) - \bar{x}(t_{N/2})], W [x(t_{N/2}) - \bar{x}(t_{N/2})] \rangle$$

где символ $\langle \cdot, \cdot \rangle$ означает скалярное произведение, а λ - параметр приспособления ФСЦФ, который задает величину для включения слабого ограничения (фильтрации). W - диагональная матрица, которая определяет весовые коэффициенты для каждой переменной вектора контроля состояния атмосферы. Такое взвешивание выполняется, главным образом, для нормировки переменных, имеющих различную амплитуду изменчивости, чтобы обеспечить однородность их вклада в ФСЦФ. Подобное нормирование способствует также более быстрой сходимости в процессе минимизации. Кроме того, такая процедура дает возможность включать или исключать ту или иную атмосферную величину при расчете ФСЦФ. На практике, весовые коэффициенты часто задаются на основе матрицы ковариации ошибки полей предшествующего прогноза.

Градиент ФСЦФ может быть выражен в виде

$$\nabla_x J_{DF}(x_0) = \sum \mu_k M^*(t_0, t_k) W [x(t_{N/2}) - \bar{x}(t_{N/2})]$$

где

$$\mu_k = \begin{cases} -\beta_k & \text{при } k \neq N/2 \\ 1 - \beta_k & \text{при } k = N/2 \end{cases}$$

$M^*(t_0, t_k)$ – система сопряженных уравнений в операторной форме.

Интересной особенностью включения цифрового фильтра как слабого ограничения в процесс минимизации является то, что он работает в рекурсивном режиме, хотя сам фильтр является нерекурсивным. Действительно, фильтрованное состояние изменяется на каждой итерации, так как процедура минимизации схемы вариационного усвоения изменяет начальные условия, а, следовательно, и последующий прогноз в пределах окна усвоения данных. Кроме того, в цифровом фильтре при минимизации ФСЦФ используется меняющийся вектор искомого состояния, тогда как в функции стоимости вариационной схемы составляющие части вектора искомого состояния, связанные с наблюдениями и моделью, сохраняются фиксированными.

Недостатком цифрового фильтра как способа инициализации является то обстоятельство, что начальные условия определяются для средней точки окна усвоения, а в предшествующий период состояние считается переходным и неинициализированным. Однако имеется возможность сместить точку инициализации ближе к началу окна усвоения. Это достигается за счет использования более короткого периода фильтрации по сравнению с продолжительностью окна усвоения.

Постановка численных экспериментов. Целью данной работы является исследование особенностей применения цифрового фильтра в качестве слабого ограничения для задач инициализации начального состояния модели в процессе вариационного усвоения данных. В частности, изучались свойства фильтра при различном выборе длины фильтра по сравнению с периодом усвоения данных.

Для исследования особенностей инициализации модели с использованием цифрового фильтра в данной работе был выбран случай циклогенеза над северной частью Тихого океана в период с 9 по 12 декабря 2002 г. (рис.1). В этот период циклон развивался над Алеутскими островами и смещался на континент. Численные расчеты выполнялись на сроки до 72 часов на модели ММ5 с описанием физических процессов в явном виде. Для формирования начальных полей использовался NCEP анализ, стандартные данные наземных и аэрологических наблюдений над районом. Численные эксперименты выполнялись в контексте OSSE.

Первоначально, воспроизводились “истинные” поля атмосферы на основе интегрирования модели на сетке высокого разрешения. В дальнейшем, эти поля использовались для оценки эффективности различных схем усвоения данных. Такой подход стал достаточно распространенным [10], так как получить реальный анализ с высоким пространственным и временным разрешением на сегодняшний день не представляется возможным. Затем выполнялись численные эксперименты на грубой сетке с разрешением, примерно соответствующим разрешению сети наблюдений для того, чтобы минимизировать ошибку репрезентативности. При этом использовались два способа вариационного усвоения данных, с цифровым фильтром как слабое ограничение, и без фильтра как сильное ограничение. Было выполнено большое число экспериментов по исследованию чувствительности результатов к параметрам

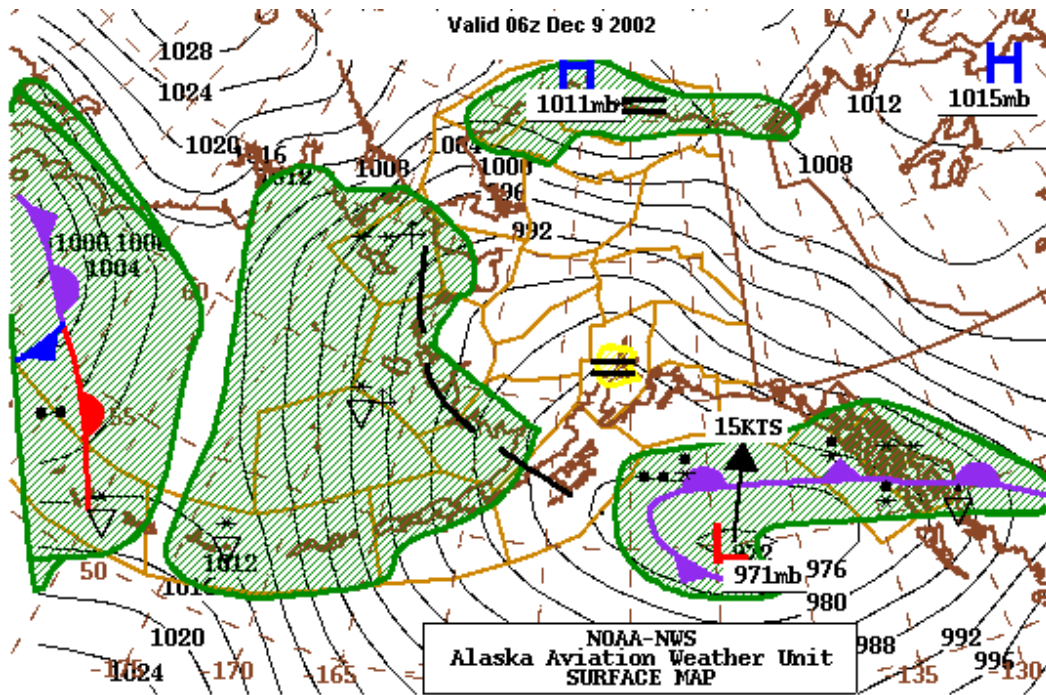


Рис.1. Область исследования и синоптическая ситуация в период численного эксперимента.

цифрового фильтра и вариационной схемы. В настоящей работе приводятся ключевые результаты основных экспериментов.

Результаты численных экспериментов. На рис.2 показана изменчивость во времени давления на нижнем уровне модели в узле сетки, находящейся в районе архипелага Александра, через который проходит центр циклона (см. рис.1). Как видно из рисунка, “истинное” состояние атмосферы плавно эволюционирует во времени. Усвоение данных с жестким ограничением (без цифрового фильтра) порождает возмущения с характерным периодом порядка 3 часов (периодом поступления данных наблюдений в синоптические сроки). Введение цифрового фильтра в процедуру усвоения данных в значительной мере удаляет эти возмущения, но при этом приводит к некоторому отклонению от “истинной” траектории. Величина такого отклонения от узла к узлу меняется, достигая в некоторых точках значений в 2 гПа, хотя характер поведения кривых достаточно близок.

На рис.3 представлено поведение нормированной ФС в зависимости от числа итераций при использовании ЦФ и без него. После 60 итераций ФСЦФ имеет примерно на два порядка меньшее значение. Так можно приблизительно оценить вклад высокочастотной волновой активности, и в последующем учесть это через ошибку ковариации в поле прогноза.

Применение ЦФ на этапе инициализации позволяет получить еще одно важное преимущество. Как известно, в численных моделях атмосферы существует проблема отражения гравитационных волн на верхней границе атмосферы. Особенно остро эта проблема стоит для высоких широт. Поэтому использование вариационного усвоения в классическом виде (без использования ЦФ) может приводить иногда и к ухудшению результатов за счет возбуждения и усиления высокочастотных гравитационных волн в верхних слоях. Проведенные численные эксперименты показали, что применение ЦФ снижает остроту проблемы верхней границы за счет фильтрации высокочастотных

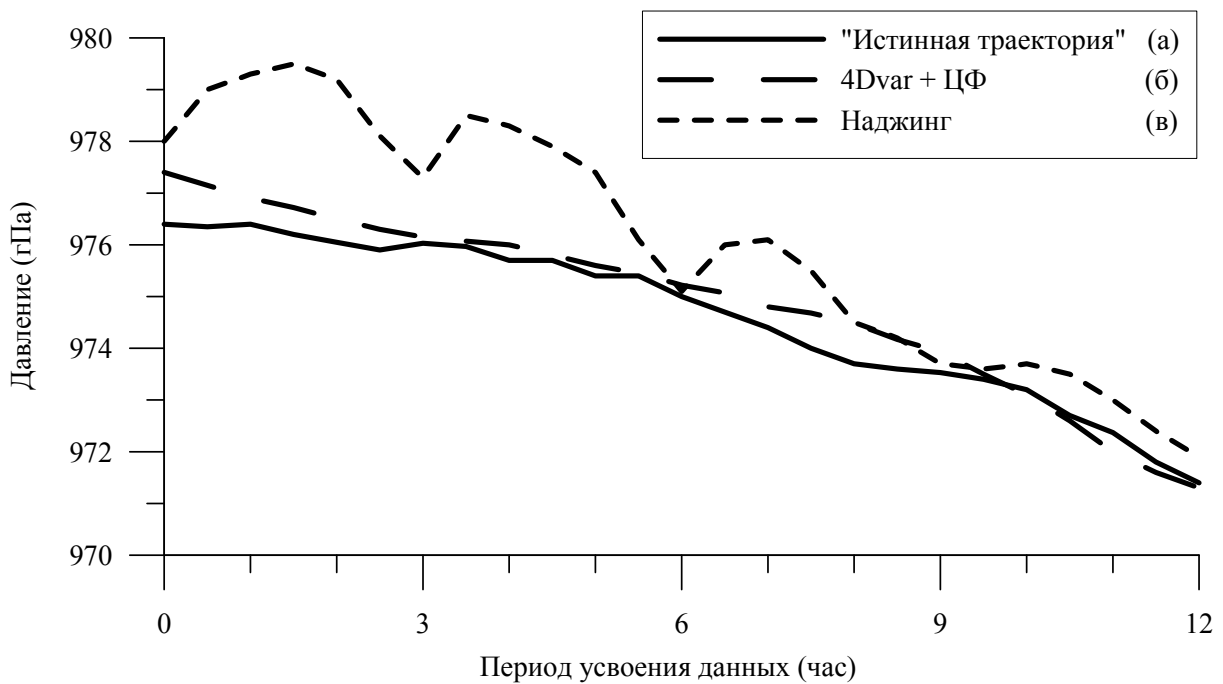


Рис.2. Изменение во времени давления на нижнем модельном уровне в области прохождения центра циклона. (а) “истинное состояние атмосферы”; (б) в модели с вариационным усвоением данных и цифровым фильтром; (в) в модели с наджингом.

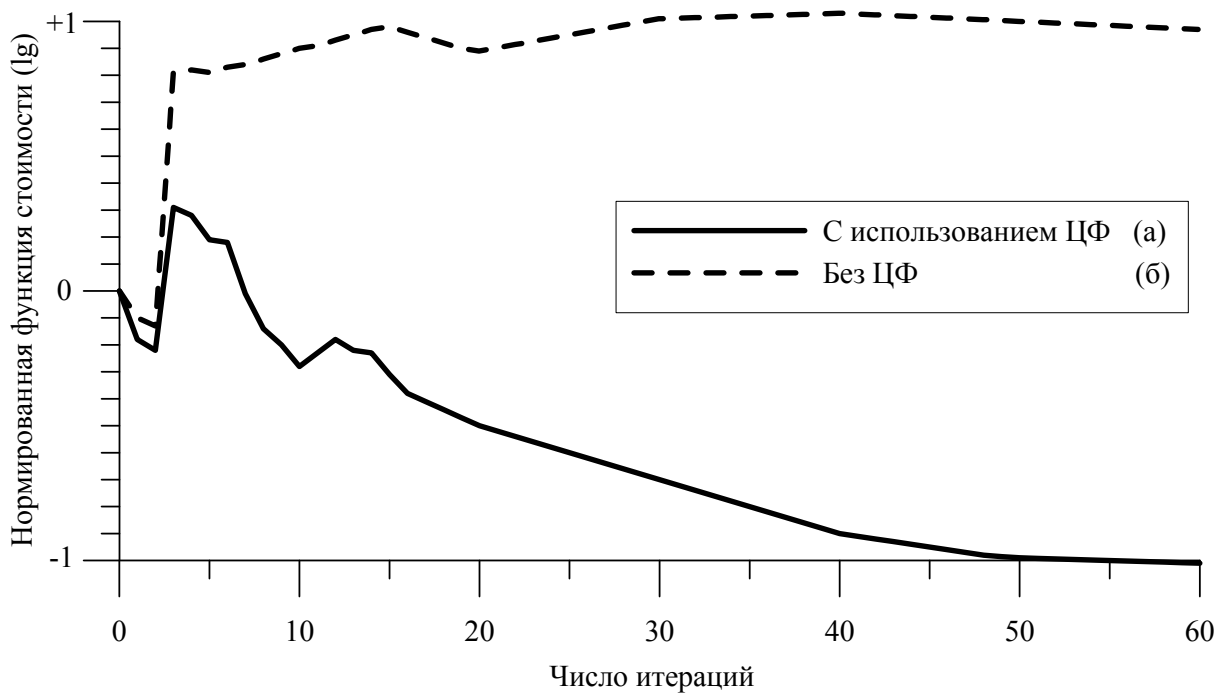


Рис.3. Нормированная функция стоимости при использовании цифрового фильтра на периоде усвоения данных (а) и без цифрового фильтра (б) в зависимости от числа итераций.

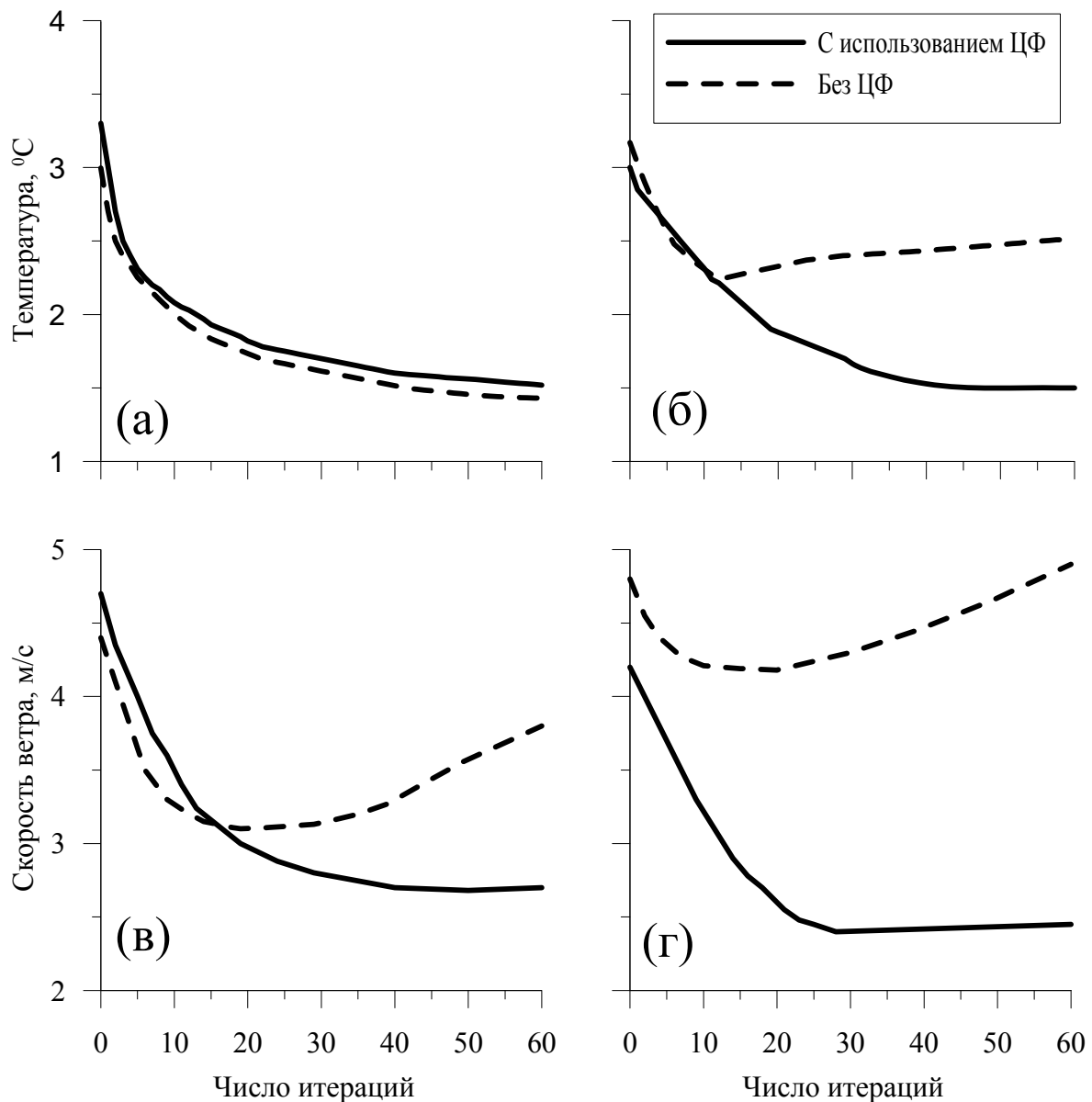


Рис.4. Среднеквадратичное отклонение инициализируемых полей температуры (а и б) и скорости ветра (в и г) от данных наблюдений (а и в) и модельных полей (б и г) при использовании цифрового фильтра на периоде усвоения данных (сплошные кривые) и без цифрового фильтра (пунктирные кривые).

гравитационных волн на верхних уровнях и подавления их вертикального распространения на средних и нижних уровнях.

На рис.4 показана такая же зависимость от числа итераций для среднеквадратичного отклонения (СКО) в инициализируемых полях температуры и ветра. Эти результаты получены как в модельном пространстве, так и в пространстве наблюдений. Из рис.4а видно, что применение ЦФ не дает значительного эффекта при расчете СКО в поле температуры относительно данных наблюдений. В тоже время, во всех остальных случаях, включая и поле температуры в модельном пространстве, при использовании ЦФ, СКО становится меньше уже после примерно десяти итерации. Такую особенность процедуры усвоения и инициализации можно объяснить

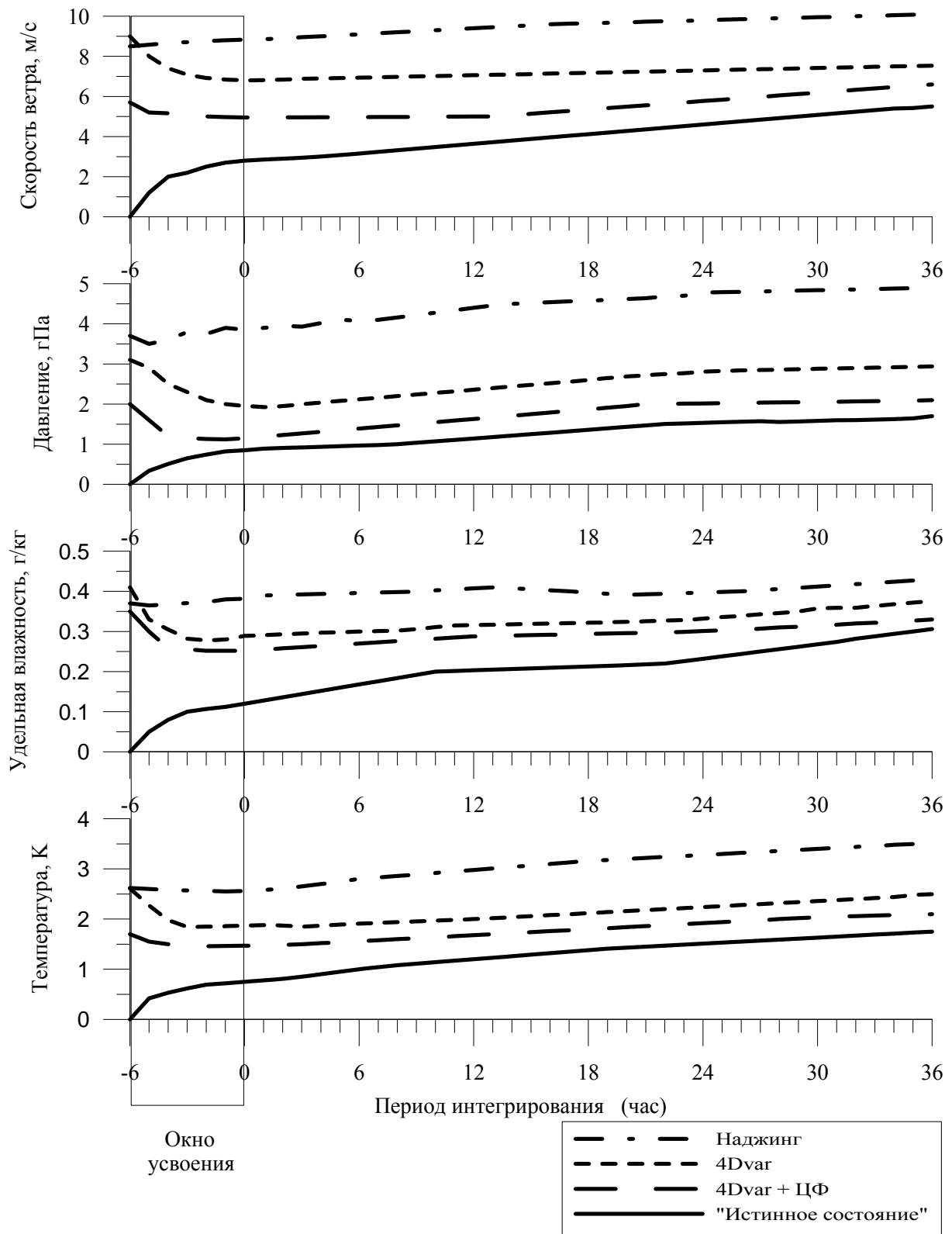


Рис.5. Скорость роста ошибки краткосрочного прогноза различных метеорологических величин при использовании в качестве схемы усвоения данных наджинга, вариационного усвоения, и вариационного усвоения с цифровым фильтром. Выделено также 6-часовое окно усвоения данных.

следующим обстоятельством. Процедура усвоения без ЦФ формирует поле температуры с учетом данных наблюдений температуры у поверхности, но без должного учета соотношений между полями температуры, влажности и давления. Это, в свою очередь, порождает усиление динамического дисбаланса с увеличением числа итераций. Использование ЦФ, с другой стороны, способствует взаимному приспособлению полей массы и ветра.

На рис.5 приведены кривые роста ошибки краткосрочного прогноза основных метеорологических переменных на отрезке времени до 36 часов. По нему отчетливо видна эффективность использования ЦФ как на периоде усвоения, так и при последующем интегрировании. Причина этого может быть объяснена следующим образом. Вариационное усвоение данных в его первоначальном виде формирует начальные условия, которые не гарантируют наилучшее описание состояния атмосферы на данный момент времени. На самом деле, оно создает оптимальные поля, которые одновременно наиболее близки, в смысле среднеквадратической ошибки, к полям модели и данным наблюдений. Близость таких оптимальных полей к реальным в значительной степени определяется как точностью данных наблюдений и их покрытием, так и степенью совершенства модели. Имеющиеся нарушения динамического баланса в таких оптимальных в значении среднеквадратичных отклонений полях могут эффективно контролироваться слабым ограничением в виде ЦФ, используемым на периоде усвоения. В этом случае модельное состояние атмосферы становится динамически более обоснованным на периоде усвоения, а использование данных наблюдений более эффективным, что способствует повышению качества прогноза.

Выводы. Результаты численных экспериментов с моделью MM5 показали, что использование слабого ограничения в форме цифрового фильтра на этапе усвоения данных способствует формированию более динамически сбалансированных начальных условий. Это, в свою очередь, ведет к уменьшению скорости роста ошибки численного прогноза.

Все расчеты были выполнены на компьютере SGI Tezro Геофизического института университета Аляска в рамках проекта "4Dvar in MM5 for high latitude forecasting" по заказу Air Forces Weather Service.

Список литературы

1. *Hinkelman K.* Der Mechanismus des meteorologischen Lames // *Tellus*. 1951. - v.3. - pp.285-296.
2. *Dickinson R.E., Williamson D.L.* Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction // *J.Atmos.Sci.* 1972. – v.78. – pp.623-640.
3. *Williamson D.L.* Normal mode initialization procedure applied to forecasts with the global shallow water equations // *Mon.Wea.Rev.* 1976. – v.104. – pp.195-206.
4. *Baer F., Tribbia J.* On complete filtering of gravity modes through nonlinear initialization // *Mon.Wea.Rev.* 1977. – v.105. – pp.1536-1539.
5. *Daley R.* Variational nonlinear normal mode initialization // *Tellus*. 1978. – v.30. – pp.201-218.
6. *Machenhauer B.* On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with application to normal mode initialization // *Contrib.Atmos.Phys.* 1977. – v.50. – pp.253-271.

7. Huang X.-Y., Lynch P. Diabatic digital-filtering initialization: Application to the HIRLAM model // Mon.Wea.Rev. 1993. – v.121. – pp.589 – 603.
8. Polavarapu S., Tanguay M., Fillion L. Four dimensional variational data assimilation with digital filter initialization // Mon.Wea.Rev. 2000. – v.128. – pp.2491-2510.
9. Gauthier P., Theriault J.-N. Impact of the digital filter as a weak constraint in the preoperational 4D-var assimilation system of Meteo-France // Mon.Wea.Rev. 2001. – v.129. – pp.2089-2102.
10. Desroziers G., Ivanov S. Diagnosis and adaptive tuning of observation-error parameters in a variational assimilation // Q.J.Royal.Meteorol.Soc. 2001. – v.127. – pp.1433-1452.

The digital filter as a weak constraint in an initialization procedure of the MM5 numerical model. Ivanov S.

The weak constraint formulation of a digital filter implemented in the initialization step of the mm5 model is considered. This approach allows us to achieve the better dynamic balance between mass and wind fields in the initial conditions of the model. The results of numerical simulations show that the digital filter enables the optimal fitting of the meteorological fields during initialization as well as reduces a growth rate of forecast errors throughout a consequent integration.

Keywords: model initialization, digital filter, data assimilation.

Цифровий фільтр як слабка обмеженість на етапі ініціалізації чисельної моделі MM5. Іванов С.В.

Досліджуються особливості застосування цифрового фільтру як слабкої обмеженості при ініціалізації чисельної моделі. Такий підхід дозволяє досягнути кращого динамічного балансу в початкових умовах моделі між полями різних метеорологічних величин. Результати чисельних експериментів показують, що використання цифрового фільтру забезпечує оптимальний опис полів на етапі ініціалізації моделі і зменшує швидкість росту похибки прогнозу при подальшому інтегруванні.

Ключові слова: ініціалізація моделі, цифровий фільтр, засвоєння даних спостережень.

С.В. Борисова, к.г.н., **А.М. Лужбин**, к.г.н., **А.В. Маслаков**, асп.
Одесский государственный экологический университет

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ РЕЖИМ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД АНТАРКТИЧЕСКИМ ПОЛУОСТРОВОМ

По данным спутниковой информации и данным непосредственных измерений общего содержания озона на станции Академик Вернадский, были исследованы временные колебания содержания озона над Антарктическим полуостровом, построены карты, по которым были проанализированы поля пространственного распределения стратосферного озона в выбранном полигоне.

Ключевые слова: *общее содержание озона, значимые периоды колебаний, поля распределения озона, озоновая "дыра".*

Вступление. Проблема озона в атмосфере Земли имеет свою давнюю историю, в течение которой акценты исследования перемещались с одних проблем на другие: с развития методов наблюдения на интерпретацию полученных результатов мониторинга, усовершенствование теории образования озона, исследование процессов переноса, разрушения озона, влияние озона на многие процессы в атмосфере и на Земле.

Исследования озона имеют большое значение для человечества, в первую очередь, как озонового щита для Земли, защищающего её от жесткого ультрафиолетового излучения.

Особенно актуальными стали исследования общего содержанием озона (X) после обнаружения в 1980-х гг. так называемой "озоновой дыры" в атмосфере Южного полушария. В озоновой дыре регистрируются наиболее низкие значения X в атмосфере Земли, в результате чего резко увеличивается поток ультрафиолетовой радиации доходящий до земной поверхности. К настоящему времени хорошо известен циркуляционный фон, на котором происходит образование "дыры", а также возможные химические процессы, приводящие к резкому снижению концентрации озона. История наблюдений за общим содержанием озона в земной атмосфере достаточно хорошо освещена в литературе, включая явление "озоновых дыр". Тем не менее, выводы многих работ, различные, кроме того, интерпретация данных наблюдений совсем неоднозначна. Много вопросов остаются еще нераскрытыми – насколько велика роль антропогенных влияний в формировании "озоновой дыры", по каким причинам она формируется именно в полярной зоне и особенно в южном полушарии.

С февраля 1996 г. в районе образования озоновых дыр функционирует украинская антарктическая станция Академик Вернадский (бывшая английская станция Фарадей), которая проводит метеорологические наблюдения с 1947 г., а наблюдения за общим содержанием озона – с 1957 г.

Материалы и методы исследований. Впервые об аномальном содержании озона в атмосфере над Антарктикой сообщил в 1984 г. на симпозиуме Комиссии по озону С.Чубачи – представитель Японской метеорологической службы. По данным измерений на станции Сёва (69° ю.ш.) на протяжении многих дней весной 1982 г. наблюдалось очень низкое содержание озона – около 200 единиц Добсона (е.Д.). Тогда этот факт не привлек внимания ученых. О нем вспомнили в 1985 г., когда были оглашены данные английской антарктической станции Хейли-Бей (76° ю.ш.). Они свидетельствовали о резком уменьшении X, образованием настоящей "дыры" в озоновом слое, кото-

рая, как оказалось, до недавнего времени наблюдалась каждую весну с начала 80-х годов [1].

В данное время под озоновой "дырой" понимают стойкое уменьшение общего содержания озона в районе полюсной зоны в сентябре-октябре, а также более позднее наступление весеннего максимума.

Весенний максимум в Антарктике отмечается обычно в октябре-ноябре, после разрушения зимнего циркумполярного стратосферного вихря и увеличения меридионального обмена воздухом между околополюсной и субполярной зонами. С начала 80-х гг. разрушение вихря начиналось позднее, лишь в декабре. Вдобавок, снижение X замечалось в зоне максимума общего содержания озона в Южном полушарии (50-60° ю.ш.). Эти факты дали начало быстрому развитию экспериментальных и модельных исследований этого необычного и непонятного явления. Большинство ученых приходило к выводу, что это первый сигнал о разрушении защитного озонового слоя, причиной которого являются хлорфторуглеродные соединения (ХФУ), выбрасываемые в атмосферу в следствие производственной деятельности человека.

Считается, что причиной заметного уменьшения количества озона над холодным континентом, кроме циркумполярного вихря, являются полярные стратосферные облака, которые состоят из $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (при температуре меньше -77°C) или водноледяные с более крупными частичками (при температуре меньше -85°C).

В ноябре-декабре потепление стратосферы приводит к разрушению полярного вихря, процессы разрушения озона ослабевают и озоновые "дыры" заполняются воздухом из средних широт с нормальным содержанием озона.

В следующем, после 1985 г., нечетном году – 1987, концентрация озона над Антарктикой в октябре снизилась до половины среднего уровня за 1957-1978 гг., площадь озоновой "дыры" достигла размеров Европы. Как показали данные озонозондов на американской станции Мак-Мёрдо (77° ю.ш.) уменьшение концентрации озона возникает в основном на высоте 12-24 км, то есть в слое максимума концентрации [2]. В отдельные дни озонозонды показывали полное отсутствие озона на некоторых уровнях в слое 15-20 км.

Уменьшение количества озона в следующие годы продолжалось и проходило быстрыми темпами. Были зарегистрированные экстремальные значения:

1. Рекордно низкое значение X – 92 е.Д. на станции Южный полюс в 1998 г., (дефицит 70%).
2. Наибольшая озоновая "дыра" площадью $27,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, которая захватывала юг Южной Америки.
3. Область частичного разрушения озона поднялась до 24 км.
4. Общий дефицит озона в весенний период превысил 40%.

В начале 90-х годов в период сентября-октября озон над Антарктикой практически исчезал на высотах между 13 и 20 км, а наблюдаемое явление антарктической озоновой "дыры" угрожающе возрастало. Расчеты переноса и концентрации озона на основе решений полной системы уравнений гидродинамики для приполярных районов не объясняют резкого уменьшения озона в весенний период в Антарктике. Некоторые факты позволяют предположить, что важным фактором, не учтенным в моделях, является сток озона в тропосферу.

Гипотез, объясняющих образование данной "дыры", было предложено свыше десятка сразу после ее обнаружения, когда еще материалов наблюдений было мало. Эти гипотезы делились на динамические, пытавшиеся объяснить явление особенностями динамических процессов в антарктической стратосфере, и на фотохимические, связывающие разрушение озона в высоких широтах нижней стратосферы с особыми газо-

фазными и гетерогенными фотохимическими реакциями, происходящими на поверхности частиц полярных стратосферных облаков.

Основной вклад динамических процессов в формирование озоновой "дыры" в Антарктике состоит в образовании области полярного стратосферного вихря, не освещенного Солнцем зимой и почти не обменивающегося воздухом с окружающими его широтами, а низкие температуры к концу зимы приводят к формированию в нижней стратосфере полярных облаков двух типов: облаков типа I, состоящих в основном из $\text{HNO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (тригидрат азотной кислоты) при $T < 196 \text{ K}$ (-77°C), и водно-ледяных типа II более крупными частицами при $T < 188 \text{ K}$ (-85°C).

Часть частиц полярных стратосферных облаков оседает в тропосферу, часть испаряется при освещении Солнцем и потеплении зоны полярного вихря. Данные спутниковых измерений аэрозольной прозрачности стратосферы показали, что частота появления облаков в нижней антарктической стратосфере в сентябре и октябре тесно отрицательно коррелирует с ее температурой, увеличиваясь в 80-е годы, особенно в нечетные годы с фазой квазидвухлетнего цикла. Оседая в тропосферу со скоростью около 2 км за неделю, частицы полярных стратосферных облаков удаляют из слоя 15-25 км многие соединения, участвующие в фотохимии озона. Разрушение озона в области высоких концентраций Cl становится заметным лишь в сентябре, когда эта область освещается Солнцем. Это говорит об определяющей роли газо-фазных реакций, включающих фото диссоциацию.

Фотохимические процессы, приводящие к образованию "дыры", усиливаются в основном в сентябре в высоких широтах с уменьшающейся со временем интенсивностью, а в октябре минимум общего содержания озона формируется и поддерживается динамическими факторами, в частности задержкой весеннего разрушения зимнего полярного вихря и перестройки антарктической стратосферной циркуляции.

Наблюдались значительные и быстрые изменения общего содержания озона весной над Антарктикой, которые трудно объяснить действием фотохимических процессов. Так, по данным спутниковых наблюдений, 5 сентября 1987 г. общее содержание озона над Антарктическим полуостровом на площади около 3 млн. км², уменьшилось на 25 е.Д. за 24 ч. и достигло значения менее 200 е.Д. Эта область низкого общего содержания озона, двигаясь над морем Уэдделла, существовала до 16 сентября, когда она слилась с двумя другими областями низкого содержания озона около Южного полюса. Данные самолетных лидарных измерений в этой воздушной массе в указанный период показали низкие концентрации озона и повышенное содержание аэрозолей в слое 14-19 км, а синоптический анализ отметил усиление меридионального переноса в нижней стратосфере из средних широт южного полушария в высокие широты в рассматриваемом секторе [3].

Среднее за октябрь среднезональное общее содержание облаков вдоль 80° ю.ш. в нечетные годы 1979-1987 (с фазой квазидвухлетнего колебания) убывало со скоростью в 9 % в год и за восемь лет уменьшилось вдвое, что соответствует и другим оценкам роста средней интенсивности озоновой "дыры" в Антарктике. В то же время данные измерений фоновых глобальных концентраций ХФУ-11 и -12 и оценки средних концентраций суммарного нечетного хлора в стратосфере в 1970-1985 гг. указывают на их рост с примерно одинаковой скоростью (в 4-5% в год) и временем удвоения $T_2 = 15-18$ лет. Таким образом, наблюдаемые скорости роста содержания в атмосфере фотохимических факторов озоновой "дыры" примерно вдвое меньше скорости роста ее интенсивности в 80-е годы, что позволяет сделать вывод о почти одинаковом вкладе фотохимических и динамических факторов в формирование этого нового явления. Итак, наблюдаемое явление антарктической озоновой "дыры" есть результат многих атмосферных процессов различного происхождения, накладывающихся и взаимодействующих.

вующих друг с другом в особых условиях зимней и весенней антарктической стратосферы.

В настоящей работе была использована информация об общем содержании озона над южным полушарием, полученная со спутников "Метеор 3" и "Nimbus 7", за период с ноября 1978 по апрель 1993 гг., где для каждого года были представлены среднесуточные данные в узлах сетки с шагом 1.25 градуса по долготе и 1.0 градус по широте. Для распаковки и визуализации исходной спутниковой информации использовалась программа "VisuAnalyze Lite 1.0", с помощью которой анализировалась информация о пространственном распределении X в интересующем нас регионе.

Также были привлечены данные измерений общего содержания озона на станции Академик Вернадский с помощью спектрофотометра Добсона за период с 1995 по 2003 гг. Эти данные были предварительно обработаны и структурированы. По ним был сформирован ряд, состоящий из осредненных значений по каждому дню за 8 лет, позволивший построить графики годового хода X и выявить основные внутригодовые периоды колебаний.

Более длительные периоды колебаний анализировались по спутниковой информации, для чего был сформирован ряд среднемесячных значений X в точке координатной сетки соответствующей координатам ст. Академик Вернадский. По спутниковой информации была сформирована база данных для анализа пространственного распределения озона в районе с координатами: 30° – 90° ю.ш., 90° з.д. – 30° в.д. Внутри этого полигона в районе Аргентинских островов располагается станция Академик Вернадский, её координаты: $65^{\circ}15'$ ю.ш., $64^{\circ}16'$ з.д.

Рассчитывались ряды спектральной плотности по среднемесячным данным, предварительно сглаженным для периодов 1978-1993 гг. и 1995-2003 гг. Сглаживание проводилось по разным периодам с целью выбора оптимального.

Был построен осредненный за 8 лет (1995-2003 гг.) годовой ход среднесуточных значений X по данным станции Академик Вернадский. Временные ряды среднесуточных значений X подвергались анализу скрытых периодичностей, который дал возможность выявить значимые периоды колебаний для исследуемого ряда лет, выбрать оптимальный из них для сглаживания и оценки временного тренда.

Кроме того, для анализа тенденции изменения X в отдельные месяцы за различные периоды в районе ст. Академик Вернадский была использована справочная информация об общем содержании озона в южном полушарии за более ранний период 1957-1983 гг. [4].

Для обработки данных пространственного распределения была использована программа, позволившая для выбранного нами полигона по спутниковой информации построить карты пространственного распределения X по осредненным за период 1978-1993 гг. среднемесячным значениям для всех месяцев года. Приведенные в работе карты соответствуют месяцам с экстремальными значениями общего содержания озона.

Результаты исследований и их анализ. По результатам расчетов для среднесуточных значений за период наблюдений 1995-2003 гг. для станции Академик Вернадский статистически обеспеченными оказались периоды длительностью около месяца, 22-х, 14-и, 11-и и двухсуточные. Первые два периода имеют 95% уровень значимости, остальные – 68%. По данным среднемесячных значений за тот же интервал 1995-2003 гг. с 95% вероятностью наблюдаются годовые и четырехмесячные колебания, и, с несколько меньшей, но тоже значимой (68%) вероятностью, трехмесячные.

Для ряда большей длительности (15 лет) – с 1978 по 1993 гг. основными периодами колебаний оказались квазидвухлетние (21 месяц) и четырехмесячные, а также период длительностью 2,5 месяца.

Квазидвухлетние колебания известны и их причины проанализированы во многих работах [3, 5, 6]. Трех и четырехмесячные связаны с сезонными и более кратковременными атмосферными процессами динамического и фотохимического характера.

Большой интерес представляет годовой ход общего содержания озона за период 1995-2003 гг., осредненный за весь период по среднесуточным значениям (рисунок 1). Станция Академик Вернадский находится за пределами круга широт, где по общеизвестной информации наблюдаются максимальные значения X в южном полушарии. Тем не менее, по исследованиям общего содержания озона до восьмидесятых годов в этой зоне в весенние месяцы (сентябрь-октябрь) значения X составляли в среднем 320-340 е.Д. В более поздние периоды именно в эти месяцы отмечаются самые низкие значения количества озона в исследуемом районе. Так называемая озоновая "дыра" наиболее глубокой оказывается именно в эти месяцы. Как видно из рисунка 1 минимальные среднесуточные значения, осредненные за 8 лет, достигают величин 173-175 е.Д., тогда как максимум отмечен в декабре где его значение не превышает 320 е.Д., что достаточно близко к значению среднего максимума, приведенного в справочнике "Атмосфера" [4] за 1957-1983 гг. Абсолютный минимум среднего за сутки значения X , который был отмечен на ст. Академик Вернадский за эти годы составил 20 сентября 2000 г. 118 е.Д. Модальное значение X за этот период по наблюдениям указанной станции составляет 267 е.Д.

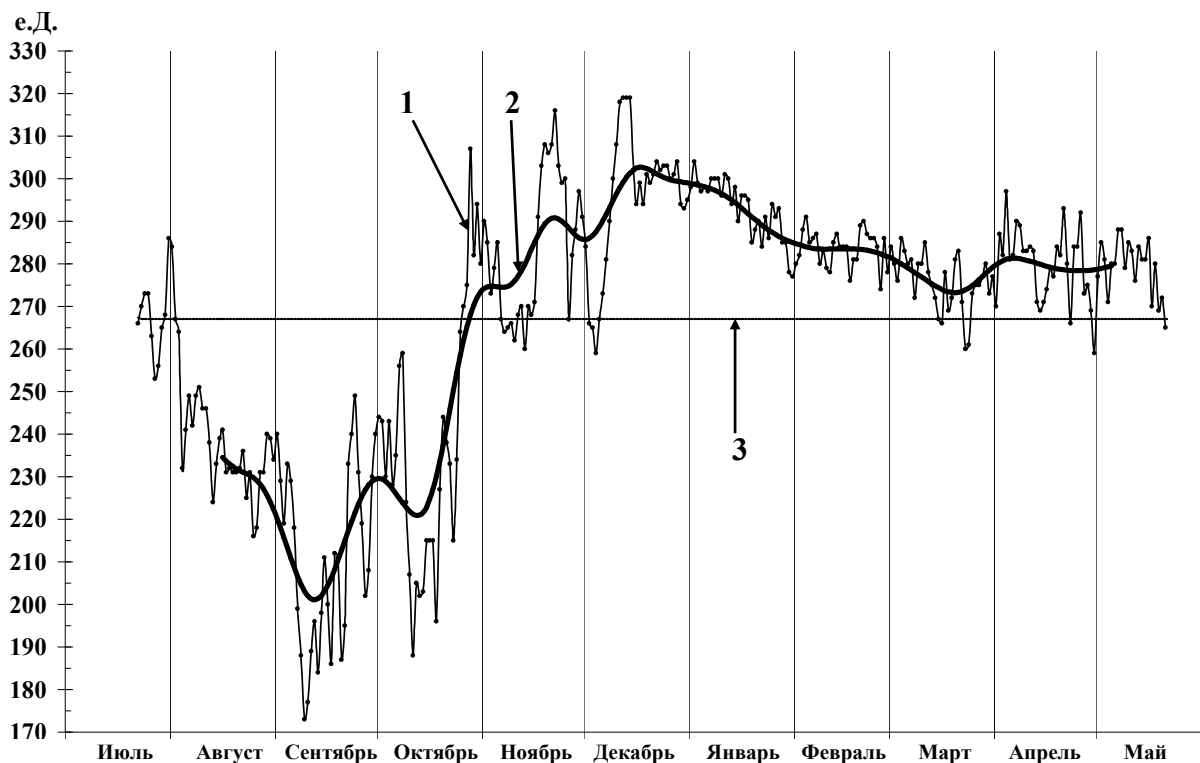


Рисунок 1 – Годовой ход среднесуточных значений X (1), сглаженный временной ряд (2) и модальное значение величины X (3) в районе ст. Академик Вернадский за период 1995-2003 гг.

Межгодовые изменения общего содержания озона рассматривались нами для двух периодов: по спутниковой информации за 1978-1993 гг. и по непосредственным измерениям X на ст. Академик Вернадский за 1995-2003 гг. Среднее значение содержания озона в первом периоде составляет 294 е.Д., во втором, как уже указывалось, 267 е.Д. Графики среднемесячных значений этих величин представлены на рисунках 2 (а) и 2 (б).

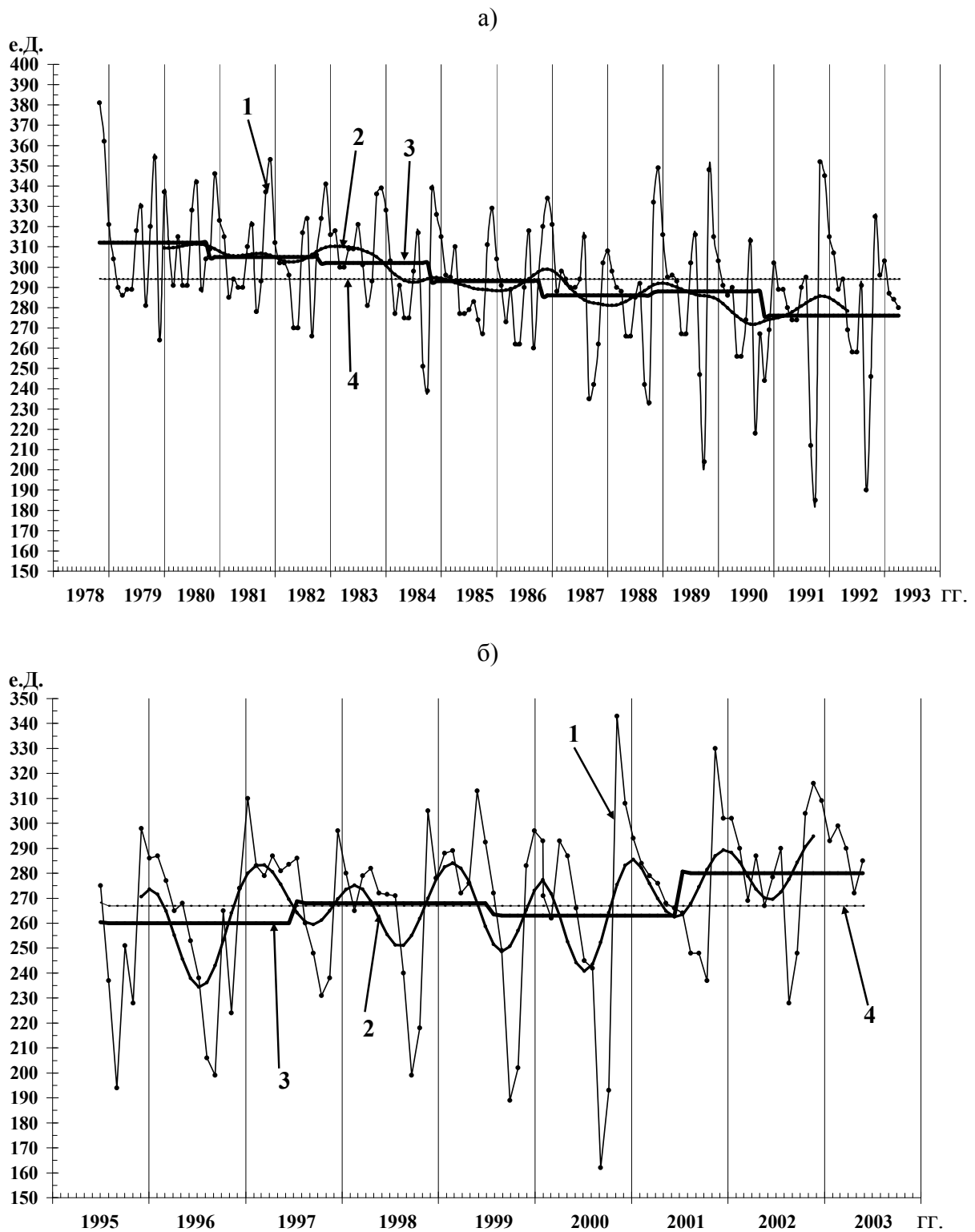


Рисунок 2 – Многолетний ход величины X (1), сглаженный временной ряд (2), ступенчатый тренд (3) и модальное значение величины X (4) за периоды 1978-1993 гг. (а) и 1995-2003 гг. (б) в районе ст. Академик Вернадский

Ступенчатый тренд – осредненный по двухлетним периодам – убедительно демонстрирует устойчивое уменьшение общего содержания озона на протяжении всего первого периода и большей части второго, включая 2000 год, после чего начался рост количест-

ва O_3 , который составил за последний двухлетний интервал времени около 15 е.Д. по сравнению с таким же предыдущим периодом. Хотя абсолютный минимум был отмечен в сентябре 2000 г., самые низкие значения X за все рассмотренные в работе годы отмечались в 1995-1996 гг., когда среднее за 2 года значение опустилось до отметки 260 е.Д. В годы, когда впервые была обнаружена озоновая "дыра" – 1985-1986 гг. – \bar{X} составляло 295 е.Д.

Для сопоставления среднемесячных значений общего содержания озона за отдельно взятые месяцы были использованы 3 периода (табл. 1). Ранний период 1957-1983 гг. – это период, когда озоновая "дыра" еще не была обнаружена. Среднемесячные значения X в районе Аргентинских островов за этот период были получены по картам общего содержания озона для южного полушария, построенным на основе данных наземных станций озонметрической сети с восстановлением недостающей информации в узлах регулярной координатной сетки по модели [4].

Таблица 1 – Среднемесячные значения величины X (е.Д.) за различные периоды в районе ст. Академик Вернадский

Месяцы	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
Периоды						
1957-1983 гг.	310	300	290	290	290	310
1984-1993 гг.	310	294	289	291	270	269
1995-2003 гг.	293	284	276	280	280	274
Месяцы	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Периоды						
1957-1983 гг.	310	320	320	330	350	340
1984-1993 гг.	284	303	235	242	315	318
1995-2003 гг.	268	239	211	238	283	295

Следующий период 1984-1993 гг. отличался резким снижением X в начале весны (сентябре-октябре) и смещением годового максимума с ноября на декабрь. Среднемесячные значения X для анализируемого района за этот период были получены по данным спутника "Nimbus 7" и дополнены данными спутника "Метеор 3". Здесь были использованы ряды данных начиная с 1984 г. потому, что значения X по ступенчатому тренду двухлетней периодичности (рис. 2) становятся меньше среднего модального значения X начиная с 1984 г., а также потому, что аномальное содержание озона в атмосфере над Антарктикой впервые было обнаружено в 1984 г., когда об этом было сообщено на симпозиуме Комиссии по озону представителем Японской метеорологической службы.

Последний период 1995-2003 гг. характеризовался снижением общего содержания озона в районе ст. Академик Вернадский во все месяцы, хотя с 2001 г. наблюдался незначительный рост X . За этот период среднемесячные значения X были получены по данным ст. Академик Вернадский. Значения X за июнь месяц найдены методом линейной интерполяции по данным за май и июль месяц.

По табл. 1 в 1957-1983 гг. минимальные значения X наблюдались осенью с марта по май, далее содержание озона постепенно увеличивалось и достигало максимальных значений порядка 350 е.Д. в ноябре. В 1984-1993 гг. абсолютные значения X с января по апрель сохранялись на прежнем уровне, начиная с мая заметно снижались, а в сентябре-октябре отмечалось резкое падение X по сравнению с предыдущими годами. Разница среднемесячных значений X в сентябре составила 85 е.Д., а в октябре 88 е.Д. К концу весны – началу лета общее содержание озона возрастало, достигало значений

315-318 е.Д., что в среднем на 30 е.Д. меньше, чем в предыдущий период. Годы с 1995 по 2003 характеризуются меньшим содержанием озона практически во все месяцы по сравнению с величинами X за все предыдущие годы измерений. Максимум X за последний период еще более смещен в сторону летних месяцев, его абсолютные значения еще ниже, чем в предыдущие периоды и составляют 293-295 е.Д. Это более чем на 20 е.Д. ниже максимума за 1984-1993 гг. и более чем на 50 е.Д. ниже по сравнению с периодом 1957-1983 гг.

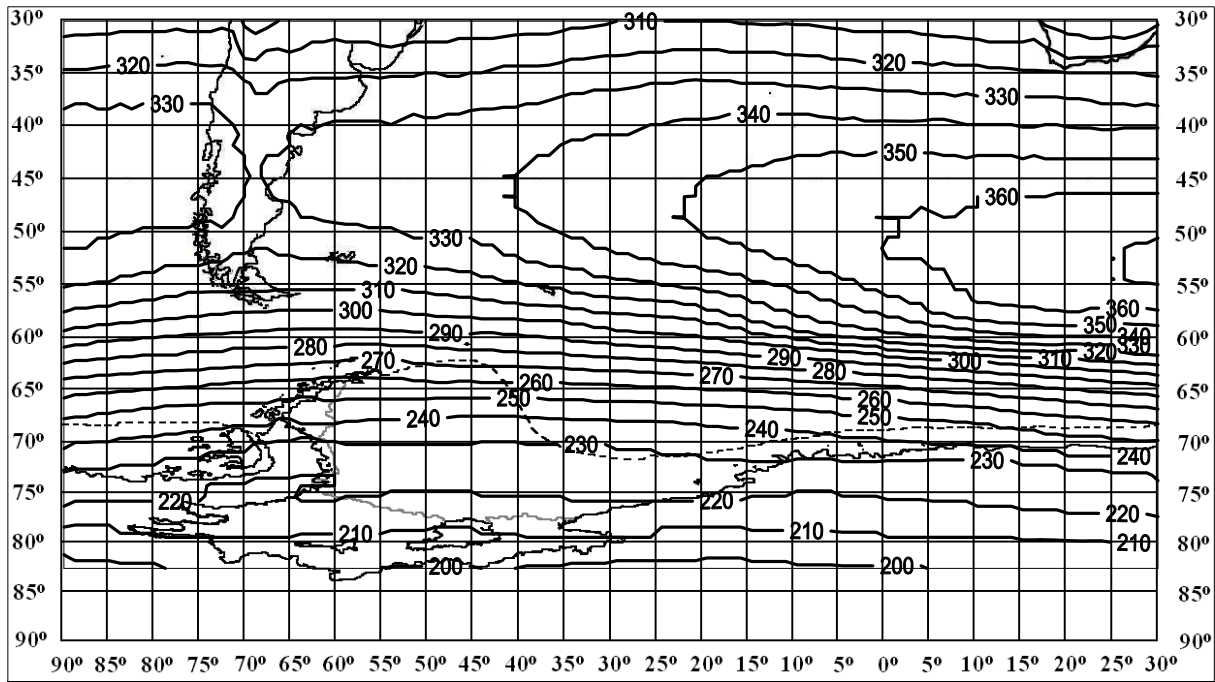
Вышеприведенное сопоставление позволило, во-первых, подтвердить известный факт резкого снижения X в начале весны, начиная с 80-х годов 20 столетия, во-вторых, обнаружить углубление озоновой "дыры" в 90-е годы, в-третьих, выявить снижение общего содержания озона во все месяцы по сравнению с более ранними периодами, и, в-четвертых, подтвердить факт смещения весеннего годового максимума на начало лета.

Анализ пространственного распределения среднемесячных значений X за период 1978-1993 гг. подтверждает его четко выраженный зональный характер в Южном полушарии, в связи с чем, наибольшие градиенты общего содержания озона имеют меридиональную направленность. Это справедливо для всех месяцев. Наибольшие значения градиентов наблюдаются в сентябре и октябре в полосе широт от 55° до 75° (в зависимости от долготы), достигая значений 11 е.Д. на 100 км в октябре месяце в квадрате $60^\circ - 65^\circ$ ю.ш. и $0^\circ - 25^\circ$ в.д. Поля X в эти месяцы являются высокоградиентными, а распределение озона является отражением динамических и фотохимических процессов, вызывающих явление озоновой "дыры" в полярных районах южного полушария [4, 5]. Поэтому карты пространственного распределения общего содержания озона в южном полушарии в сентябре и октябре месяце представляют наибольший интерес.

На этих картах в выбранном полигоне (рисунок 3) видно, что аномально низкие значения X наблюдаются на широтах более 80° и составляют 200-210 е.Д. в среднем за период 1979-1992 гг. Территориально озоновая "дыра" от материковой зоны простирается в сторону южной оконечности Южной Америки и, соответственно, Антарктического полуострова и Аргентинских островов, где расположена ст. Академик Вернадский. Наибольшие градиенты, о которых было сказано выше, находятся между областью основного максимума, который отмечается над Индийским океаном южнее Австралийского материка на широтах $50^\circ - 55^\circ$ и минимумом над полярными широтами. Наибольших значений X достигает в полосе широт $40^\circ - 55^\circ$, от которых в сторону экватора общее содержание озона постепенно уменьшается со средними значениями градиентов приблизительно 3 е.Д. на 100 км. Абсолютные значения X на этих широтах составляют более 330 е.Д. На картах также видна ложбина в поле среднемесячных значений X , которая простирается над горным массивом Анд в Южной Америке в направлении Антарктического полуострова.

Карты пространственного распределения среднемесячных значений X построены за все месяцы периода 1978-1993 гг., проанализированы, хотя они здесь и не приведены. Их анализ позволяет сделать следующие выводы. Основной максимум X , расположенный южнее австралийского континента в полосе широт $50^\circ - 55^\circ$, наиболее ярко выражен в сентябре-октябре месяце, а значения X в его центре достигают 400-420 е.Д. Озоновая "дыра" практически не смещается с момента ее образования в конце зимы до ее заполнения в ноябре-декабре, а лишь может расширяться или уменьшаться по площади.

Сентябрь



Октябрь

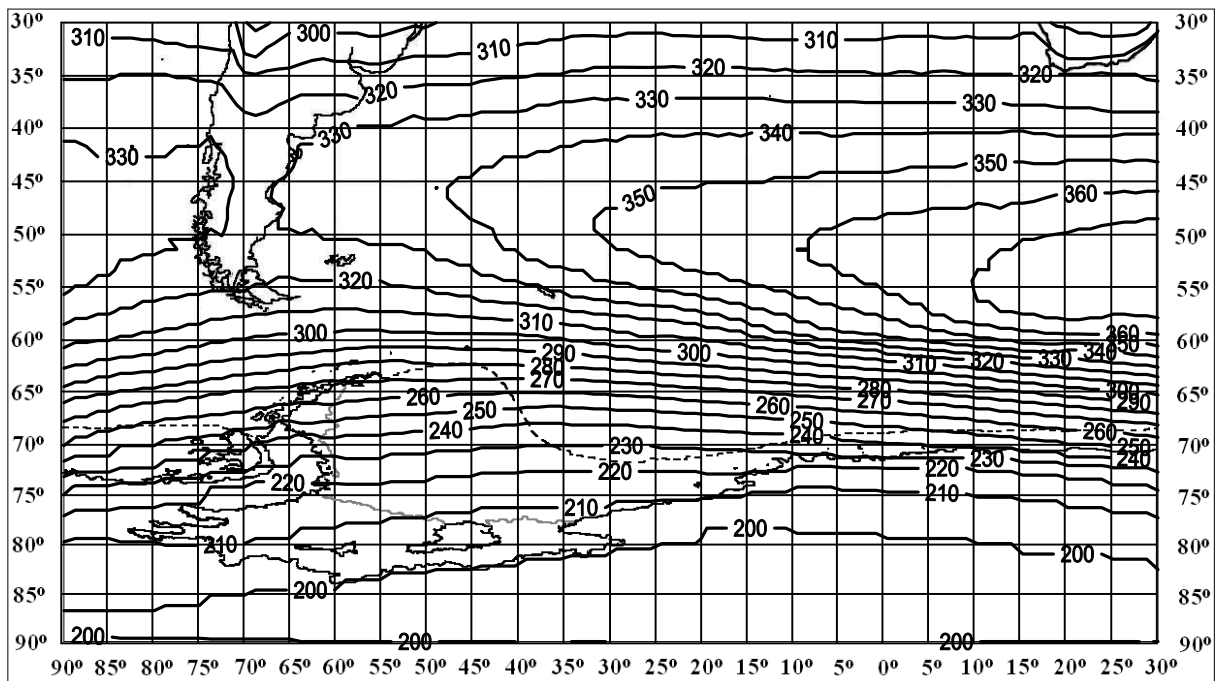


Рисунок 3 – Пространственное распределение среднемесячных значений X в сентябре и октябре для полигона с координатами: $30^{\circ} - 90^{\circ}$ ю.ш., 90° з.д. – 30° в.д. за период 1979-1992 гг.

Такое стационарное поведение озоновой "дыры", по всей вероятности, связано с тем, что центр антарктического циркумполярного стратосферного циклона на протяжении всей зимы практически не изменяет своего положения, а изменение площади озоновой "дыры" связано с сезонными изменениями циркумполярного вихря, активизацией и ослаблением фотохимических процессов, образованием и разрушением стратосферных

облаков.

Выводы. В ходе проделанной работы были выявлены значимые периоды колебаний общего содержания озона над антарктической ст. Академик Вернадский. Для ряда среднесуточных значений X наиболее значимыми оказались периоды длительностью около месяца и 22-х суточные. Для ряда среднемесячных значений X наиболее значимыми оказались квазидвухлетние, годовые и четырехмесячные периоды. При этом квазидвухлетние колебания хорошо известны и подтверждаются информацией из литературных источников. Также известны и четырехмесячные колебания, они имеют сезонный характер. Колебания же, имеющие период один год, на наибольшем уровне значимости проявляются лишь в 1995-2003 гг. и, как было показано, связаны с четко выраженным годовым ходом общего содержания озона в последние годы.

Упомянутый выше факт смещения весеннего годового максимума на начало лета, который отмечается с 1980-х гг., нами подтвержден и проверен статистически.

По нашим данным уменьшение общего содержания озона, обнаруженное в 1984-1985 гг., сохранялось до конца 20-го столетия. Минимальные среднемесячные значения общего содержания озона наблюдались в 1995-1996 гг., когда среднее за 2 года значение опустилось до отметки 260 е.Д. Абсолютный же минимум среднесуточных значений общего содержания озона был отмечен на ст. Академик Вернадский 20 сентября 2000 г. и составил 118 е.Д. Озоновая "дыра", максимум которой наблюдался в сентябре-октябре, всегда вытянута в сторону южной оконечности Южной Америки.

Низкое содержание озона в районе Антарктического полуострова в сентябре-октябре месяце компенсируется высоким содержанием озона в области основного максимума над Индийским океаном южнее Австралии.

Причины столь значительного понижения содержания озона в стратосфере Антарктики в конце 20 столетия все еще остаются не выясненными, хотя гипотез, объясняющих это явление много. Существует мнение, что это всего лишь долгопериодные колебания X , которые будут очевидными при более длительных рядах наблюдений [7].

Список литературы

1. *Atmospheric Ozone* 1995. – World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project. Report #16, vols 1-2, 1986.
2. Р. Д. Божков. Изменяющийся озоновый слой. Совместная публикация ВМО и ЮНЕП, 1995, 32 с.
3. С. А. Ситнов, А. Н. Груздев. Анализ квазидвухлетней цикличности в вертикальных распределениях озона и метеопараметров по данным озонозондов. - Издание РАН, ФАО, 1996, том 32, №3, С. 370-382.
4. Справочник "Атмосфера" / Под общ. ред. проф. Е.С. Седунова. – Л. Гидрометиздат, 1991. – С. 343-346.
5. Е. А. Жадин. Долгопериодные вариации озона и циркуляции атмосферы. - Метеорология и гидрология, 1999, №2, С. 68-80.
6. А. А. Черников, Ю. А. Борисов и др. Воздействие явления Эль Ниньо 1997-98 гг. на озоновый слой Земли. - Метеорология и гидрология, 1998, №3, С. 104-110.
7. С. П. Перов, А. Х. Хрчиан. Современные проблемы атмосферного озона. - Л. Гидрометиздат, 1980, 287 с.

Просторово-часовий режим загального вмісту озону над Антарктичним півострівом. Борисова С.В., Лужбін А.М., Маслаков О.В.

За даними супутникової інформації і даними безпосередніх спостережень загального вмісту озону на станції Академік Вернадський, були досліджені часові коливання вмісту озону над Антарктичним півострівом, побудовані карти, за якими були проаналізовані поля просторового розподілу стратосферного озону на обраному полігоні.

Ключові слова: загальний вміст озону, значущі періоди коливань, поля розподілу озону, озонна "дірка".

Spatio-temporal regime for overall ozone content above the Antarctic peninsula. S. Borisova, A. Luzhbin, A. Maslakov

The temporal vibrations of ozone content above the Antarctic peninsula on the basis of satellite information and the direct observation of common ozone content data at the Academician Vernadsky station were researched. Maps on the basis of which fields of spatial distribution of stratospheric ozone at the designated test-field were analyzed, were plotted.

Keywords: common ozone maintenance, meaningful periods of vibrations, area of ozone distribution, ozone "hole".

Д. И. Вельмискин, к. т. н., Б. В. Перелыгин, к. т. н., Т. В. Сиротенко
Одесский государственный экологический университет

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ И РАЗРАБОТКА АЛГОРИТМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ИЗЛУЧЕНИЯ СИСТЕМЫ АНТЕННА – РАДИОПРОЗРАЧНОЕ УКРЫТИЕ С РЕГУЛЯРНЫМИ СЛОЯМИ ОСАДКОВ

Предлагается модель и рассматривается алгоритм расчета характеристик излучения системы антенна – радиопрозрачное укрытие с регулярными слоями осадков.

Ключевые слова: антенна, радиопрозрачное укрытие, регулярные осадки, характеристики излучения, алгоритм.

Введение. Защищая антенну радиопрозрачные укрытия (РПУ) принимают на себя воздействия различных метеосадков. Диэлектрическая постоянная ϵ , тангенс угла потерь $\text{tg}\delta$ различных метеосадков таковы, что их скопления на поверхности РПУ, искажают пространственно-поляризационную структуру проходящей электромагнитной волны. В связи с тем, что значения ϵ и $\text{tg}\delta$ метеосадков изменяются по поверхности РПУ в различных условиях эксплуатации сложным образом, то становится актуальной проблема разработки методов учёта влияния метеосадков на характеристики системы антенна – радиопрозрачное укрытие.

Результаты имеющихся работ по общим вопросам электродинамического расчёта укрытий [1–6], посвящённые расчёту влияния укрытий на поле излучающей антенны, непосредственно использовать для решения этой проблемы невозможно. Это связано с тем, что в большинстве этих работ материал оболочки укрытия предполагается электродинамически однородным как по толщине, так и вдоль образующей укрытия. Однако, на поверхности укрытия практически всегда имеются различные метеосадки. Вопросы влияния осадков на поверхности укрытия на характеристики излучения антенны не исследованы.

Материалы и методы исследований. Рассмотрим трёхмерную векторную задачу о нахождении характеристик излучения системы, представленной на рис. 1. Модель системы антенна – РПУ может быть построена следующим образом:

- параболическая антенна S_0 с первичным облучателем расположенным в точке P , вынесенного из фокуса параболоида F ;
- трёхслойное сферическое укрытие, ограниченное сферами S_1 и S_2 ;
- на поверхности укрытия имеются осадки, ограниченные поверхностью S_2 ;
- полагаем осадки на укрытии регулярными, т.е. их толщина по поверхности укрытия описывается гладкой функцией;

при этом заданными считаются:

- радиусы антенны R_a , укрытия R_0 , фокальный параметр антенны F_a , расстояние между центром облучателя и фокусом антенны;
- толщины h_i и диэлектрические параметры ϵ_i несущих слоев стенки укрытия;
- максимальная толщина h_0 , форма и диэлектрическая проницаемость ϵ_0 слоя осадков.

В соответствии с этой моделью требуется найти векторы напряжённости поля в дальней зоне антенны, рассчитать диаграмму направленности (ДН) системы и ошибки пеленга порождаемые осадками. Для решения поставленной задачи можно предложить следующий алгоритм, состоящий из нескольких блоков.

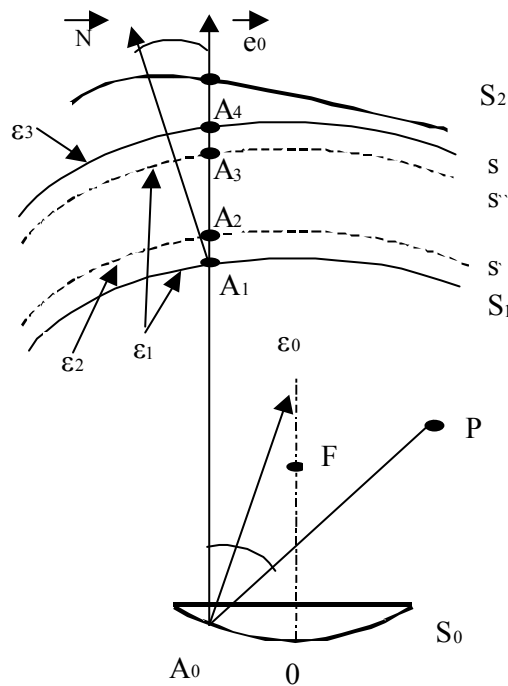


Рис. 1 – Модель системы антенна - укрытие

В первом блоке определяются амплитуды U^0, V^0 и фаза Φ_0 тангенциальных составляющих электрического и магнитного полей на поверхности S_1 . Для этого используется алгоритм, изложенный в [9].

Во втором блоке производится расчёт прохождения волны через трёхслойное укрытие без осадков. При решении этой задачи поле подчиняется соответствующим граничным условиям лишь на S_1, S', S'' , которые остаются неизменными при различных положениях антенны и физических параметрах осадков. Для этого используется методика, изложенная в [7].

В третьем блоке производится расчёт прохождения волны через слой осадков и четырёхслойную структуру в целом. Здесь учитывается структура осадков и взаимное положение антенны и слоя осадков на укрытии, на различных участках поверхности укрытия, где толщины слоя осадков меняется от 0 до нескольких длин волн. Методика решения задачи для тонких и толстых слоёв различна. Перед непосредственным решением локальной задачи, в каждой конкретной расчетной точке производится выбор методики расчёта. Для этого сравнивается набег фазы на толщине слоя осадков $K_0\delta h$ с пороговыми величинами $\xi_1 = 3$ и $\xi_{11} = 10$:

- если $K_0\delta h \leq \xi_1$, то расчёт поля в слое осадков производится методом геометрической оптики, а составляющие поля обозначаются \vec{U}^1, \vec{V}^1 ;
- при $K_0\delta h \geq \xi_{11}$ поле на S_2 рассчитывается по асимптотической методике расчёта дифракции на слоистых структурах большой толщины [10] и обозначаются через \vec{U}^2, \vec{V}^2 ;
- если $\xi_1 < K_0\delta h < \xi_{11}$, то расчёт производится одновременно двумя методами и в качестве поля на ξ_{11} принимается взвешенное среднее:

$$\bar{U} = \frac{\kappa_0 \delta h(A_1) - \xi_1}{\xi_{11} - \xi_1} u^{11} + \frac{\xi_{11} - \kappa_0 \delta h(A_1)}{\xi_{11} - \xi_1} u^1.$$

В четвертом блоке рассчитывается поле в дальней зоне антенны. Эта задача решается путём интегрирования поля по внешней поверхности слоя с помощью специальной кубатурной формулы в следующем порядке. Вначале вычисляется средний поток мощности поля излучения $F_0 = |f_0(0, 0)|^2$ в дальней зоне на оптической оси неукрытой антенны с облучателем, расположенным в фокусе параболоида. К этой величине нормируются все значения рассчитываемых затем полей.

Заметим, что для некоторого дискретного набора значений α' , β' находятся составляющие векторного комплексного поля неукрытой антенны при каждом из четырёх положений облучателей, смещённых из фокуса в фокальной плоскости: $f_{a,xy}$ на расстоянии $\pm a$ вдоль оси Ox ; $f_{b,xy}$ на расстоянии $\pm b$ вдоль оси Oy , которые называются парциальными составляющими поля.

В пятом блоке производится расчет диаграммы направленности и ошибки пеленга. Здесь находятся парциальные диаграммы направленности каждого облучателя, суммарная и разностная диаграммы направленности неукрытой антенны и антенны с укрытием и осадками, энергетические потери и ошибки пеленга, порождаемые осадками.

Для оценки изменения поляризационных свойств рассчитываются отдельно x и y составляющие соответствующих диаграмм, которые определяются, как зависимости соответствующих составляющих амплитуды поля антенны с укрытием от угловых координат α' , β' :

$$F_{ax}^{\pm} = |f_{ax}^{\pm}|^2; \quad F_{ay}^{\pm} = |f_{ay}^{\pm}|^2; \quad F_{bx}^{\pm} = |f_{bx}^{\pm}|^2; \quad F_{by}^{\pm} = |f_{by}^{\pm}|^2.$$

Эти диаграммы представляют собой, по сути, потоки мощности полей, найденные на предыдущем этапе.

Результаты исследований и их анализ. Применение предлагаемого алгоритма позволит отыскать вначале неискажённую диаграмму направленности [8]:

$$F_0^{\Sigma} = |f_a^+ + f_a^- + f_b^+ + f_b^-|^2 = |f_0^{\Sigma}|^2;$$

$$F_{0a}^{\Delta} = \frac{1}{F_0^{\Sigma}} 2 \operatorname{Re}(f_{0a}^{\Delta} f_0^{\Sigma}); \quad \hat{f}_a^{\Delta} = \hat{f}_a^+ - \hat{f}_a^-;$$

$$F_{0b}^{\Delta} = \frac{1}{F_0^{\Sigma}} 2 \operatorname{Re}(\hat{f}_{0b}^{\Delta} \hat{f}_0^{\Sigma}); \quad \hat{f}_b^{\Delta} = \hat{f}_b^+ - \hat{f}_b^-;$$

и определить значения $F_0 = F_0^{\Sigma}$ при $\alpha' = \beta' = 0$. Этот расчёт производится только один раз.

Суммарные диаграммы направленности антенны с укрытием и осадками рассчитываются без учёта поляризационных искажений

$$F_1^{\Sigma} = \frac{|f^{\Sigma}|^2}{F_0^{\Sigma}}; \quad f^{\Sigma} = f_a^+ + f_a^- + f_b^+ + f_b^-$$

с учётом поляризационных потерь

$$F^{\Sigma} = \frac{1}{F_0^{\Sigma}} |(f^{\Sigma} f^{\Sigma*})|^2,$$

а разностные диаграммы направленности

$$F_a^{\Delta} = \frac{1}{F^{\Sigma}} 2 \operatorname{Re}(f_a^{\Delta} f^{\Sigma*}),$$

$$f_a^{\Delta} = f_a^{+} - f_a^{-},$$

$$F_b^{\Delta} = \frac{1}{F^{\Sigma}} 2 \operatorname{Re}(f_b^{\Delta} f^{\Sigma*}),$$

$$f_b^{\Delta} = f_b^{+} - f_b^{-},$$

Далее находятся ошибки пеленга, т.е. такие значения углов $\alpha' = \Delta\alpha$ и $\beta' = \Delta\beta$, при которых одновременно

$$F_a^{\Delta}(\alpha', \beta') = 0 ; F_b^{\Delta}(\alpha', \beta') = 0 ,$$

Решение подобной системы двух трансцендентных уравнений с двумя неизвестными является довольно сложной задачей. Поэтому нахождение $\Delta\alpha$ и $\Delta\beta$ осуществляется путём отыскания минимума функций

$$F^{\Delta} = (F_a^{\Delta})^2 + (F_b^{\Delta})^2$$

простым перебором значений аргументов α' и β' в начале с большим шагом, затем с более мелким. Найденные таким образом $\Delta\beta$ и $\Delta\alpha$ и принимаются в качестве ошибок пеленга.

Энергетические потери (точнее радиопрозрачность системы) без учета поляризационных эффектов будут равны

$$P_2 = F_1^{\Sigma}(\Delta\alpha, \Delta\beta) / F_0^{\Sigma}(0,0) ,$$

а с учетом поляризационных искажений

$$P_1 = F^{\Sigma}(\Delta\alpha, \Delta\beta) / F_0^{\Sigma}(0,0) ,$$

где $F_0^{\Sigma}(0,0)$ – суммарная диаграмма направленности антенны в отсутствие осадков.

Выводы. В результате выполненных исследований предложена модель и алгоритм расчета характеристик излучения системы антенна - РПУ с регулярными осадками.

Модель и алгоритм позволяют определить характеристики излучения системы для различных осадков (снег, лед, дождь, иней, туман).

Целью дальнейших исследований является разработка методики расчета характеристики излучения антенны при случайных распределениях осадков по поверхности укрытия.

Список литературы

1. Каплун В.А. Обтекатели антенн СВЧ-М. : Сов.радио,1974, с.315.
2. Обтекатели антенн / Пер. с англ. под ред. А.И. Шпунтова. – М.: Сов радио 1950, с. 250.
3. Пригода Б.А., Кожушко В.С. Обтекатели антенн летательных аппаратов – М.: Машиностроение, 1970, с. 380.
4. Ямайкин В.Е., Ковалев В.Н., Маслов В.Г. и др. Основы проектирования антенных устройств СВЧ, ч. 2. – Минск, изд. БГУ, 1972, с. 282.
5. Сканирующие антенные системы СВЧ /Пер. с англ. под ред. Г.Т. Маркова и А.Ф. Чаплина – М.: Сов. радио, 1966, с. 210
6. Walton J.D. Radome Engineering Handbook. – N.Y. 1970, p. 180.
7. Вельмискин Д.И. Алгоритм расчета прохождения ЭМВ через стенку укрытия. Указ.информ.матер.: вып. 1 (4), серия А, 1987. Справка № 1814 .
8. Вельмискин Д.И., Веркау О.В., Кочергина Ю.А. Влияние отражений электромагнитной волны от стенки радиопрозрачного укрытия.//Метеорологія, кліматологія та гідрологія.–2003.–Вип. 47. – с.89-96.
9. Вельмискин Д.И., Перельгин Б.В., Августинский Е.К. Устойчивая модель для расчета диаграммы направленности РЛС в системе антенна - радиопрозрачное укрытие. // Сборник научных работ ОИСВ. – 2002. – Вып.7. – с.102-103.
10. Сухаревский И.В. О прохождении электромагнитной волны через радиопрозрачный слой. Радиотехника и электроника. Вып.12(2), 1967, с.12-14.

Побудова моделі та розробка алгоритму визначення характеристик випромінювання системи антена - радіопрозо́ре укриття з регулярними шарами опадів. Вельміскін Д.І., Перелігін Б.В., Сиротенко Т.В.

Пропонується модель та розглядається алгоритм розрахунку характеристик випромінювання системи антена – радіопрозо́ре укриття з регулярними шарами опадів.

Ключові слова: антена, радіопрозо́ре укриття, регулярні опади, характеристики випромінювання, алгоритм.

Building of model and logic design characterization of emission of antenna-radar dome system with regular layers of fall –out. D. Velmiskin, B. Perelygin, T. Sirotenko

Propose a model and algorithm of description calculation of emission of antenna – radar dome system with regular layers of fall-out.

Keywords: antenna, radiotransparent shelter, regular deposits , characteristics of radiation, algorithm.

В.И. Петров, к. геогр. н.

*Специальная Служба по Активным Воздействиям на
Гидрометеорологические Процессы Республики Молдова*

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАДООПАСНЫХ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ НА БРИЗОВЫХ ФРОНТАХ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

Исследована пространственно-временная структура градоопасных кучево-дождевых облаков, развивающихся на бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье за период 1996-1999 г.г. с помощью МРЛ-5. Получена карта числа дней с радиоэхом кучево-дождевых облаков с радиолокационной отражаемостью более 65 dBZ в дни с развитием бризовых фронтов. Представлены статистические характеристики бризовых фронтов.

Ключевые слова: бризовый фронт, мезомасштабная структура, радиолокационная отражаемость кучево-дождевых облаков.

Введение. Известно, что соседство двух разнородных подстилающих поверхностей, например, суша-море, всегда приводит к возникновению различных мезометеорологических процессов, в том числе и к развитию кучево-дождевых облаков (Cb), с которыми связаны такие опасные явления погоды как ливни, грозы, град, шквал [3,8].

Знание условий образования и динамики развития таких Cb представляет прямой интерес для решения задач активных воздействий как с целью уменьшения потерь от градобитий, так и с целью искусственного увеличения осадков.

Северо-западное Причерноморье, территория юго-западной части Одесской области Украины и юг Молдовы, в теплый период года характеризуется большой повторяемостью бризов [3]. Бризы – это локальный мезометеорологический процесс, развивающийся в прибрежных районах океанов, морей, крупных водоемов и рек. Над сушей, на некотором удалении от береговой черты образуется бризовый фронт (БФ). Это расположенная параллельно береговой линии зона конвергенции, образовавшаяся в результате взаимодействия дневного (морского) бриза с ослабленным и увлажненным крупномасштабным фоновым потоком с суши, где при наличии неустойчивой стратификации, развиваются кучевые и кучево-дождевые облака. Бризовый фронт выделяется по пространственно-временной картине телевизионных (ТВ) и инфракрасных (ИК) изображений, получаемых с метеорологических спутников Земли или по структуре поля радиоэха кучево-дождевых облаков, обнаруживаемые радиолокационной станцией (РЛС).

Материалы и методы исследования. Цель данной работы заключалась в том, чтобы на основе радиолокационных, аэросиноптических и наземных данных исследовать пространственно-временную структуру градоопасных кучево-дождевых облаков, развивающихся на мезомасштабных бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье.

За период (апрель-сентябрь) 1996-1999 г.г. было отобрано 139 дней с развитием бризовых фронтов, из которых в 32 днях наблюдалось радиоэхо от кучево-дождевых облаков (РКО) с радиолокационной отражаемостью более 65 dBZ ($\eta > 65\text{dBZ}$), причем, за один день наблюдалось несколько случаев РКО с $\eta > 65\text{dBZ}$. Наблюдения велись с помощью МРЛ-5 в Кагульской Специальной Части Специальной Службы по Активному Воздействию на Гидрометеорологические Процессы Республики Молдова. Фоторе-

гистрация всей радиолокационной информации велась в радиусе 300 км и в радиусе 100 км. Известно [2], что эффективный радиус $R_{эф}$, определяемый как расстояние, на котором радиоэхо от кучево-дождевых облаков обнаруживается с вероятностью не менее 95%, в режиме штормоповещения для МРЛ-5 составляет 150-250 км. Поэтому, при построении качественных интегральных (суммарных) картин полей радиоэха кучево-дождевых облаков использовались радиолокационные изображения РКО с индикатора кругового обзора (ИКО) МРЛ-5 в радиусе 300 км, а количественные значения радиолокационных параметров кучево-дождевых облаков измерялись в радиусе 100 км. Для анализа привлекались данные радиозондирования станций Одесса и Кишинев, карты барической топографии. При определении вида выпавших осадков из кучево-дождевых облаков с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65\text{dBZ}$ использовались данные наземных наблюдений пунктов ракетного воздействия и данные наземной сети постов и метеостанций Гидрометеорологической Службы Республики Молдова. Только по югу Республики Молдовы осадки из кучево-дождевых облаков с $\eta > 65\text{dBZ}$ подтверждаются наземными наблюдениями о выпадении твердых осадков на поверхность земли. Подобные наземные данные по востоку Республики Румыния и юго-западной части Одесской области Республики Украина отсутствуют. Однако с большой степенью вероятности можно предположить, что и на этих территориях из кучево-дождевых облаков с $\eta > 65\text{dBZ}$ отмечалось выпадение твердых осадков на земле.

Результаты исследования и анализ. В работах [4,6] показано, что бризовые фронты развиваются в ослабленном поле общей циркуляции атмосферы, в неустойчиво стратифицированной и увлажненной воздушной массе, и в 56% случаев приходится на малоградиентные барические поля повышенного и пониженного давления. Крупномасштабный фоновый поток характеризуется ослабленными западными, северо-западными и северными ветрами с модальной скоростью в слое 850-500 гПа 4-7 м/с, т.е. ветрами, дующими с берега, что обеспечивает сходимость воздушных течений и усиление конвекции в зоне фронта морского бриза. В работе [4] оценена величина горизонтальной дивергенции скорости ветра при развитии бризовых фронтов для северо-западного Причерноморья на основе радиолокационных измерений площади РКО в узлах регулярной сетки 30x30 км с ИКО МРЛ-5. Ее порядок оказался равным 10^{-4} с^{-1} , и соизмерим с величиной дивергенции при прохождении макромасштабных атмосферных фронтов. В областях конвергенции (отрицательной дивергенции) отмечены максимальные значения радиолокационных параметров кучево-дождевых облаков.

Для северо-западного побережья Черного моря глубина проникновения бризов составляет в среднем 20-25 км [3,4]. Среднее число дней с бризами составляет 58, но может колебаться от 50 до 78 [3]. В таблице 1 дана повторяемость времени появления РКО на бризовых фронтах (А), и повторяемость времени появления РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65 \text{ dBZ}$ на бризовых фронтах (Б). Из таблицы 1 видно, что бризовые фронты наиболее часто развиваются в период с 12 до 14 часов (50.4%), т.е. в период максимального развития дневного (морского) бриза. Градоопасные кучево-дождевые облака наиболее часто развиваются с 16 до 18 часов (40.5%).

Таблица 1-Повторяемость (%) времени появления РКО (А) и РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ (Б) на бризовых фронтах за период 1996-1999 г.г.

	Наименование	Градации, час						Сумма
		10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	
А	Число случаев	31	70	30	7	1	-	139
	Повтор., %	22.3	50.4	21.6	5.0	0.7	-	100
Б	Число случаев	-	18	44	79	49	5	195
	Повтор., %	-	9.2	22.6	40.5	25.2	2.5	100

Примечание. Несоответствие числа случаев РКО с $\eta > 65$ dBZ с числом дней с бризовыми фронтами объясняется наличием в один и тот же день нескольких случаев РКО с $\eta > 65$ dBZ.

В таблице 2 приведены результаты радиолокационных наблюдений за бризовыми фронтами за указанный период. Данные таблицы 2 показывают, что в бризовый период для северо-западного Причерноморья в среднем в 59.9% случаев наблюдается развитие РКО на бризовых фронтах, из которых в 23.5% случаев отмечается развитие РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ.

Таблица 2 – Результаты радиолокационных наблюдений за бризовыми фронтами в северо-западном Причерноморье за период 1996-1999 г.г.

Годы	1996	1997	1998	1999	Сумма	Среднее
Наименование						
Число дней с БФ	36	38	35	30	139	34.7
Число дней с РКО на БФ с $\eta > 65$ dBZ	5	6	12	9	32	8.0
Повторяемость (%) отношения числа дней с РКО на БФ с $\eta > 65$ dBZ к числу дней с БФ	13.9	15.8	34.3	30.0	94.0	23.5
Повторяемость (%) отношения числа дней с БФ к среднему числу дней с бризами	62.1	65.5	60.3	51.7	239.6	59.9

Из данных таблиц 1 и 2 следует, что не все бризовые циркуляции сопровождаются образованием облачной полосы РКО. В этом случае, очевидно, что одно из перечисленных условий: восходящая ветвь в бризовой ячейке, неустойчивость атмосферы и сходимоссть воздушных потоков в зоне бризового фронта отсутствует.

В работе [6] получена карта числа дней с РКО в радиусе 300 км в дни с развитием бризовых фронтов со значением радиолокационной отражаемости РКО более 12 dBZ с разрешением 30x30 км. Однако для практики градозащиты представляет интерес построение карты числа дней с радиолокационной отражаемостью более 65dBZ, но с более высоким пространственным разрешением с тем, чтобы выявить общие закономерности распределения градоопасных кучево-дождевых облаков, развивающихся на бризовых фронтах. Учитывая, что радиолокационные параметры кучево-дождевых облаков для МРЛ-5 наиболее репрезентативно измеряются до 100 км, такая карта была построена в радиусе 100 км от месторасположения РЛС. Вся исследуемая территория северо-западного Причерноморья была разбита на квадраты 10x10 км. В координатах «азимут-дальность» наносились все случаи с радиоэхо от кучево-дождевых облаков с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ и по каждому квадрату суммировались

за четырехлетний период. Затем проводились изолинии равных значений числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ, рис. 1.

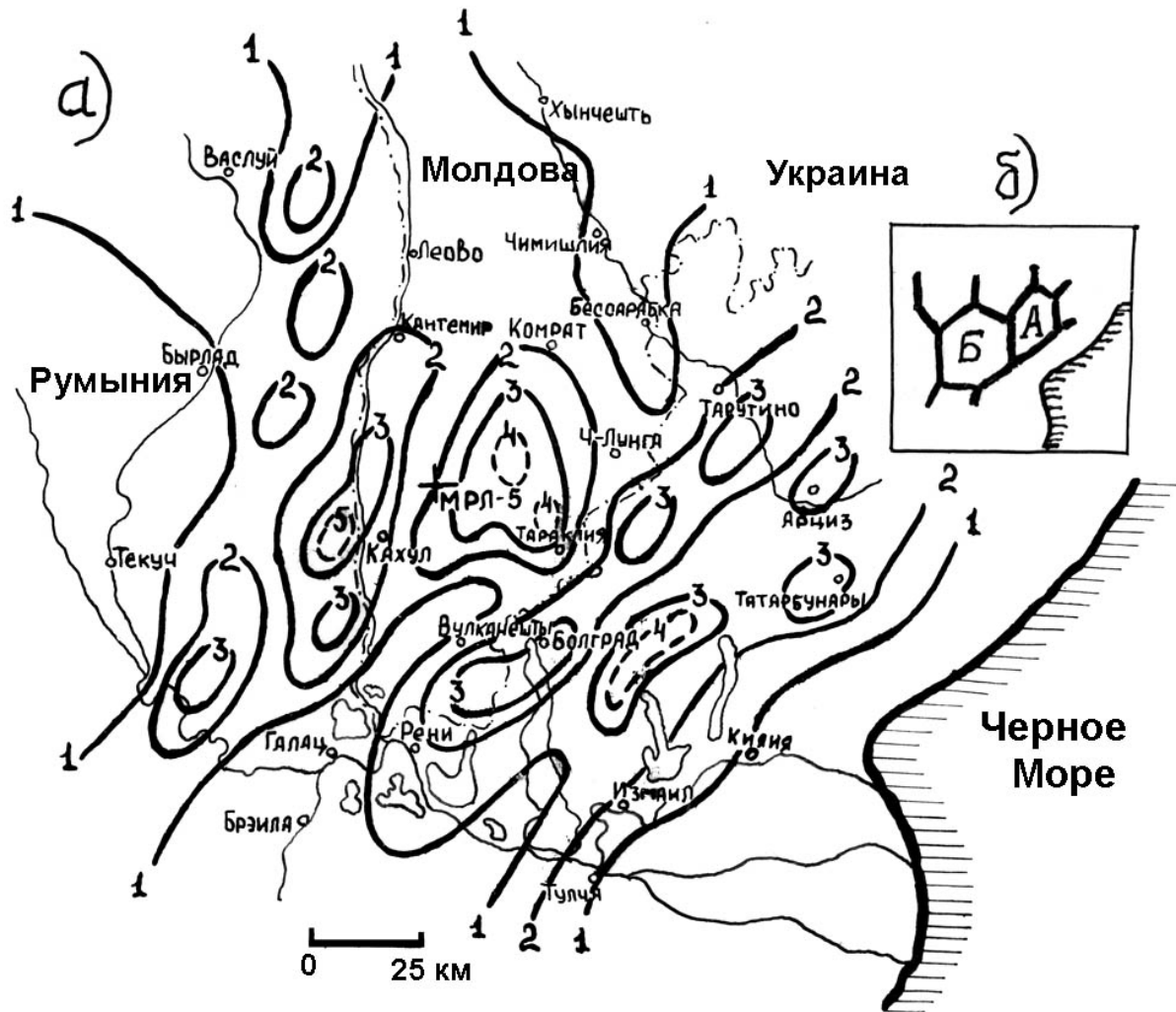


Рис. 1. Карта числа дней РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ в дни с развитием бризовых фронтов за период 1996-1999 годы в радиусе 100 км (а) и схема мезомасштабной сетчатой структуры максимумов числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ (б). Средний диаметр мезомасштабной ячейки А составляет 40 км, а мезомасштабной ячейки Б – 60 км. Местоположение радиолокатора МРЛ-5 показано крестиком.

Анализ карты показывает, что распределение числа дней РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ характеризуется большой пятнистостью как в направлении перпендикулярном, так и в направлении параллельном береговой линии. Из рисунка 1 видно, что глубина проникновения морского бриза составляет в среднем 20-25 км, а расстояние между центрами максимумов кратно 25 км, т.е. глубине проникновения бриза. Если соединить центры максимумов, то полученная картина напоминает мезомасштабную сетчатую структуру грозоградовых процессов, в узлах которой отмечается максимумы числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ, рис. 1-б. Грозоградовый процесс (ГГП) – это процесс развития кучево-дождевых облаков (масштаб несколько сотен километров) фронтального или внутримассового характера в атмосфере, приводящий к образованию гроз, ливней, града, шквала. Методика получения и анализ грозоградовых процессов изложена в [5,6].

В работах [4,6] показано, что образовавшаяся в результате взаимодействия фонового потока с суши с бризовой циркуляцией зона конвергенции, изменяется со временем и охватывает прибрежную полосу (100-150 км), где при наличии неустойчивой стратификации развиваются Сб. Ширина зоны конвергенции и ее величина зависят как от характеристик крупномасштабного фонового потока, так и от характеристик бриза [8]. В этой зоне формируются мезомасштабные циркуляционные системы движений типа открытых ячеек Бенара-Релея (масштаб мезо-β), которые существуют в течение нескольких часов. Появление новых кучево-дождевых облаков и эволюция уже существующих Сб на бризовых фронтах происходит в зонах восходящих движений регулярных структур с характерным размером мезоячеек в поле РКО 30-40 км по горизонтали [6]. В работе [5] сделан вывод о детерминированности атмосферных процессов масштаба мезо-γ, т.е. масштаба облака, циркуляциями масштаба мезо-β. Существование таких циркуляций на фоне процессов большего масштаба определяет пределы предсказуемости процессов масштаба мезо-γ [5]. Классификации мезомасштабных движений приводится в соответствии с [9].

Мезомасштабная сетчатая структура эволюции кучево-дождевых облаков наиболее ярко выражена при слабозмущенном фоновом потоке, характеризующимся малыми значениями скорости ведущего потока и вертикального сдвига ветра с высотой (не более 1 м/с на километр по всей тропосфере) [7], что и характерно для аэрологической структуры бризовых фронтов [3,4,6].

В данном случае средний диаметр мезоячейки А составляет 40 км, а мезоячейки Б – 60 км, рис. 1-б. В центральных частях мезоячеек число дней РКО с $\eta > 65$ dBZ меньше, чем вдоль граней и в узлах мезомасштабной сетки, т.е. для мезомасштабных процессов такого типа районы максимума числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ географически детерминированы большей повторяемостью градоопасных Сб, чем в соседних районах. Эту особенность необходимо учитывать при планировании системы градозащиты и оценки эффективности активных воздействий.

Следует сказать еще об одной экологической особенности связанной с бризовыми фронтами. Загрязняющее вещества, переносимые ночным (береговым) бризом на акваторию моря, днем, с развитием дневного (морского) бриза могут вновь переноситься обратно в прибрежную зону, где, вовлекаясь в процесс облако- и осадкообразования и могут оседать на поверхность земли. В зонах максимума числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ следует ожидать наибольший уровень загрязнения, по сравнению с соседними территориями.

Таблица 3 – Повторяемость (%) времени существования РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ на бризовых фронтах за период 1996-1999 г.г.

Наименование	Градации, мин.					Сумма
	1.0-3.0	3.5-5.0	5.5-7.0	7.5-9.0	> 9	
Число случаев	94	37	27	20	17	195
Повтор., %	48.2	19.0	13.8	10.3	8.7	100

Примечание. Несоответствие числа случаев РКО с $\eta > 65$ dBZ с числом дней с бризовыми фронтами объясняется наличием в один и тот же день нескольких случаев РКО с $\eta > 65$ dBZ.

В таблице 3 дана повторяемость времени существования РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ на бризовых фронтах. Из таблицы 3 видно, что наибольшая повторяемость существования РКО с $\eta > 65$ dBZ приходится на градацию 1.0-3.0 минуты (48.2%). На градацию > 9 минут приходится всего 8.7% случаев.

Площадь РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ у земли изменяется в пределах от $1 \div 10$ км² (100 – 1000 га), причем, чем продолжительнее время существования РКО с $\eta > 65$ dBZ, тем больше эта площадь.

Представляет большой практический интерес выявление направления развития градоопасных кучево-дождевых облаков по отношению к ведущему потоку, т.е. то направление, в котором появляются новые градоопасные конвективные ячейки. Для этого были исследованы 20 градоопасных кучево-дождевых облаков с $\eta > 65$ dBZ. Под ведущим потоком принималась скорость и направление ветра на 600 гПа [7]. Результаты приведены в таблице 4.

Таблица 4 – Повторяемость (%) направлений развития градоопасных кучево-дождевых облаков по отношению к ведущему потоку

Наименование	Влево от потока	Вправо от потока	На поток	По потоку	Сумма
Число случаев	3	5	10	2	20
Повтор., %	15	25	50	10	100

Из таблицы 4 видно, что направление развития градоопасных кучево-дождевых облаков может происходить в любых направления по отношению к ведущему потоку, однако преобладающее развитие (50%) отмечается при развитии на поток.

Анализ 139 исследованных бризовых фронтов показал, что во всех случаях на них развиваются одноячейковые (8%) и многоячейковые неупорядоченные (92%) ГПП. Суперячейковые и упорядоченные многоячейковые ГПП не были отмечены ни в одном из исследованных случаев. Это связано с определенной термобарической структурой атмосферы в дни с развитием бризовых фронтов, при котором отсутствуют вертикальные сдвиги ветра с высотой, как по направлению, так и по скорости, характерные для суперячейковых и многоячейковых упорядоченных грозоградовых процессов. Классификация грозоградовых процессов дана по [1].

Выводы. Результаты проведенного исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Бризовые фронты наиболее часто проявляются в период с 12 до 14 часов (50.4%), а градоопасные кучево-дождевые облака, развивающиеся на них - с 16 до 18 часов (40.5%).

2. В бризовый период для северо-западного Причерноморья в среднем в 59.9% случаев наблюдается развитие РКО на бризовых фронтах, из которых в 23.5% случаев отмечается развитие РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ.

3. Получена карта числа дней РКО с радиолокационной отражаемостью $\eta > 65$ dBZ в дни с развитием бризовых фронтов за период 1996-1999 годы в радиусе 100 км, имеющая мезомасштабную сетчатую структуру с характерным линейным размером мезоячеек по горизонтали 40 и 60 км, в узлах которой отмечается максимумы числа дней РКО с $\eta > 65$ dBZ.

4. Наибольшая повторяемость существования РКО с $\eta > 65$ dBZ приходится на градацию 1.0-3.0 минуты (48.2%). На градацию > 9 минут приходится всего 8.7% случаев.

5. Направление развития градоопасных кучево-дождевых облаков может происходить в любых направления по отношению к ведущему потоку, однако преобладающее развитие (50%) отмечается при развитии на поток.

6. На бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье развиваются одноячейковые (8%) и многоячейковые неупорядоченные (92%) ГПП. Суперячейковые и

упорядоченные многоячейковые ГПП не отмечены ни в одном из 139 исследованных случаев.

Список литературы

1. Абшаев М.Т. Структура и динамика грозоградовых процессов Северного Кавказа // Труды ВГИ. 1984. – вып. 53. – С. 6-22.
2. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминога Г.Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 332 с.
3. Бурман Э.А. Местные ветры. Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 342 с.
4. Волошин В.Г., Петров В.И. Оценка величины горизонтальной дивергенции ветра на бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье // Активное воздействие на градовые процессы в Молдове. 2004. - вып. 4. – С. 217-224.
5. Желнин А.А., Старостин А.Н. Сверхкраткосрочный прогноз и проблемы предсказуемости мезомасштабных атмосферных процессов // Метеорология и гидрология. 1987. - № 10. – С. 5-13.
6. Петров В.И. Мезомасштабная структура полей радиоэха конвективных облаков на бризовых фронтах в северо-западном Причерноморье // Метеорология, климатология та гідрологія. 2004. – вип.48. – С. 69-73.
7. Рязанцев Н.А., Швецов В.С. Сравнение результатов радиозондирования атмосферы с характеристиками радиоэхо кучево-дождевых облаков // Проблемные вопросы активного воздействия на атмосферные процессы в Молдавии. Кишинев, 1986. – вып. 1. – С. 51-58.
8. Atkinson B.W. Mesoscale atmospheric circulation. Academic Press. – London, 1981. – 495 p.
9. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes // Bull. Am. Meteorol. Soc. – 1975. – vol. 56. – P. 527-530.

Деякі результати радіолокаційних досліджень градонебезпечних купчасто-дощових хмар, які розвиваються на бризових фронтах в північно-західному Причорномор'ї. Петров В.І.

Досліджена просторова-часова структура градонебезпечних купчасто-дощових хмар, які розвиваються на бризових фронтах у північно-західній частині Чорного моря, за період 1996-1999 р.р. за допомогою метеорологічного радіолокатора МРЛ-5. Побудована карта кількості днів з радіолоною купчасто-дощових хмар з радіолокаційною відбиваністю більше 65 dBZ в дні з розвитком бризових фронтів. Представлені статистичні характеристики бризових фронтів.

Ключові слова: бризовий фронт, мезомасштабна структура, радіолокаційна відбиваність купчасто-дощових хмар.

Some results of radar investigations of the hail hazardous cumulonimbus clouds developing on the sea breeze fronts at the northwestern Black Sea coast. Petrov V.

The time-space structure of the hail hazardous cumulonimbus clouds which developing on the sea breeze fronts at the northwestern Black Sea coast for the period 1996-1999 years with the MRL-5 is investigated. The map of the amount days with the radar reflectivity more than 65 dBZ on the sea breeze fronts is presented. The statistic characteristics of the sea breeze fronts are given.

Keywords: sea breeze front, mesoscale structure, radar reflectivity of cumulonimbus clouds.

УДК 63:631.5:633.11:551.5

В.С. Антоненко, д. геогр. н., с.н.с.

*Український науково-дослідницький гідрометеорологічний інститут
Міністерства надзвичайних ситуацій України*

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПРОЦЕСС ЗАКАЛИВАНИЯ И ПЕРЕЗИМОВКУ ОЗИМОЙ ПШЕНИЦЫ

Предложена субмодель процесса закаливания и перезимовки озимой пшеницы как составная часть комплексной динамической модели роста, развития и формирования продуктивности культуры.

Ключевые слова: *модель, озимая пшеница, закаливание, перезимовка, рост, развитие, растение, фотосинтез, дыхание, продуктивность*

В настоящее время разработано множество математических моделей формирования урожая озимой пшеницы, существенно различающихся по детализации и сложности описания моделируемых процессов. Для этих разработок характерны два подхода. В рамках первого созданы модели расчета урожайности с учетом гидрометеорологических факторов, в которых учитывается, главным образом, влияние температуры и осадков отдельных периодов вегетации на урожайность озимой пшеницы [2 и др.]. Второй подход предусматривает создание моделей, которые количественно описывают отдельные этапы жизнедеятельности растений [1,5,8,13 и др.].

Жизненный цикл культуры озимой пшеницы делится на несколько важных этапов, которые значительно отличаются друг от друга по протеканию биологических процессов и типу обмена веществ в растении, а также влиянию агрометеорологических условий на эти процессы. Выделяют основные этапы жизненного цикла озимой пшеницы: прорастания семени и формирования всходов, осенней вегетации и закаливания растений, перезимовки, весенне–летней вегетации.

В рамках комплексных моделей или как самостоятельные модели разработаны модели прорастания семян [13 и др.], моделируется процесс роста и развития озимой пшеницы в осенний период [3], предложены модели динамики морозоопасности озимых культур [10,11 и др.], рассматривается моделирование формирования продуктивности озимой пшеницы в весенне–летний период [1, 5, 8,12, 13 и др.]. Данные математические модели созданы для разных уровней сложности, предполагают использование различного рода входной информации и их стыковка для описания всего жизненного цикла с целью использования в практике является весьма проблематичной.

Для применения в практике агрометеорологического обеспечения сельского хозяйства подобные модели должны обладать некоторыми особенностями. С одной стороны, – они должны быть достаточно сложными, чтобы правильно описывать рассматриваемые процессы; с другой стороны, – достаточно просты для идентификации их параметров и в требованиях к входной информации, в качестве которой может рассматриваться только оперативная ежедневная и декадная агрометеорологическая информация.

Несмотря на многочисленные исследования влияния агрометеорологических условий на перезимовку озимых культур, создание динамической модели

формирования зимостойкости и динамики морозоопасности озимой пшеницы, адекватно описывающей моделируемый процесс с удовлетворяющей практикой точностью и надежностью в рамках комплексной модели формирования продуктивности посева, является достаточно сложной задачей.

Предлагаемая в данной статье модель процесса закаливания и перезимовки озимой пшеницы рассматривается как составная часть комплексной динамической модели роста, развития и формирования продуктивности, описывающей весь жизненный цикл культуры, «от семени до семени».

В качестве теоретической основы при разработке концепции модели нами использованы общебиологические представления и экспериментальные данные о росте, развитии и формировании продуктивности озимой пшеницы, перезимовке растений, влиянии агрометеорологических условий на эти процессы, изложенные в многочисленных научных литературных источниках.

Основные положения этой концепции заключаются в следующем:

- процессы роста и развития моделируются с учетом биологических особенностей растений и в зависимости от влияния агрометеорологических условий и рассматриваются как процессы формирования надземных и подземных органов растений;

- в качестве элементарной единицы роста рассматривается формирование побега (главного и боковых) и его первичной и вторичной корневой системы;

- моделирование распределения ассимилятов основано на синтезе концепции функционального равновесия между надземной и подземной частью растений и принципа приоритетности в распределении продуктов фотосинтеза и распада между отдельными побегами;

- влияние влаго-температурного режима на интенсивность фотосинтеза рассматривается по принципу Либиха с учетом коррекции на сочетание экстремальных температур и экстремальных условий увлажнения;

- в основе закономерности формирования побега лежит согласованность и скоординированность роста вегетативных органов с репродуктивными – продолжительность роста одних органов всегда определяется продолжительностью формирования и роста других органов.

При моделировании процесса закаливания и перезимовки озимой пшеницы выделены два периода в жизнедеятельности озимой пшеницы, существенно различающиеся процессами метаболизма в отдельных органах растения:

- период формирования зимостойкости – перестройка процессов обмена и прохождение двух фаз закаливания в период осенней вегетации;

- период перезимовки растений, когда происходит гидролиз дисахаридов в моносахара и их расход на дыхание, формируется критическая температура вымерзания и определяется число перезимовавших стеблей.

Естественно, что во второй половине осени ход снижения среднесуточного уровня термического режима и, в особенности, в ночные вызывает торможение ростовых процессов, в то время как в светлое время суток на фоне положительных температур наблюдается интенсивный процесс фотосинтеза – начинается подготовка растений озимой пшеницы к перезимовке. Процесс закаливания делится на фазы [16]: первая протекает в условиях хорошего освещения при понижении средней суточной температуры воздуха до 0 – 6 °С, а вторая начинается уже после перехода температуры воздуха через 0 °С в сторону отрицательных температур. Известно [5], что фотосинтез озимой пшеницы идет и при температуре воздуха -6, -8 °С. Образующийся избыток

продуктов фотосинтеза, не використовуваний на ростові процеси, веде до утворенню і накопленню сахарів в листках і вузлах кущення. У озимих пшениц накоплюються переважно дисахариди (сахароза) і моносахариди (глюкоза) [6].

Для розрахунку інтенсивності фотосинтезу листків нами використовувалася формула, запропонована в роботі [15]. В цю формулу були введені додатково функції, що відображають вплив на інтенсивність фотосинтезу забезпеченості рослин азотом, а також враховують вплив вологотемпературного режиму на швидкість процесу фотосинтезу:

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{\tau_c C_a k_N}{k_{PII}} \left\{ I_n \left[\frac{k_{PII} I_0 \alpha + \tau_c C_a k_N (1 - k_L)}{k_{PII} I_0 \alpha \exp(-k_L L) + \tau_c C_a k_N (1 - k_L)} \right] \right\} k_{WT}, \quad (1)$$

де $\frac{d\Phi}{dt}$ – інтенсивність фотосинтезу листків;

τ_c – коефіцієнт потенціальної провідності CO₂;

C_a – концентрація CO₂ в атмосфері;

k_N – коефіцієнт забезпеченості рослин азотом;

k_{PII} – коефіцієнт ослаблення радіації рослинним покривом;

I_0 – інтенсивність фотосинтетически активної радіації (ФАР) над посівом;

α – нахил світлової кривої фотосинтезу;

k_L – коефіцієнт пропускання ФАР листками;

L – відносна площа листової поверхності посіву;

k_{WT} – узагальнена функція впливу вологозабезпеченості посіву і температури повітря на фотосинтез.

Узагальнена функція k_{WT} визначається як деяка комбінація функцій впливу вологозабезпеченості посіву ($k_{\Phi}(W)$) і впливу температурного режиму повітря на фотосинтез ($k_{\Phi}(t_v)$). Виходячи з принципу Лібиха

$$k_{WT} = \min \{k_{\Phi}(W), k_{\Phi}(t_v)\}. \quad (2)$$

При цьому визначаємому по такому принципу коефіцієнту лімітування вводиться в відповідності з [14] корегуюча поправка. Її існування заключається в тому, що при одночасному впливі високої температури і засухи або низької температури і надлишку вологи вплив лімітуючих факторів на продуктивність рослин посилюється, а при високій температурі і надлишку вологи або низькій температурі і засухі послаблюється. З урахуванням таких вологотемпературних умов буде визначатися лімітуючий фактор:

$$\left. \begin{aligned} & k_{WT} \left\{ 1 - \left[1 - k_{\Phi}(t_v) \right] \left[1 - k_{\Phi}(W) \right] \right\} \\ & \text{при } t_v < t_v^{opt} \text{ і } W > W_2^{opt} \text{ або } t_v > t_v^{opt} \text{ і } W < W_2^{opt} \\ & k_{WT} \left\{ 1 + \left[1 - k_{\Phi}(t_v) \right] \left[1 - k_{\Phi}(W) \right] \right\} \\ & \text{при } t_v < t_v^{opt} \text{ і } W < W_2^{opt} \text{ або } t_v > t_v^{opt} \text{ і } W > W_2^{opt} \end{aligned} \right\}, \quad (3)$$

де t_v^{opt} – оптимальна для фотосинтезу температура повітря;

W_1^{opt}, W_2^{opt} – оптимальні межі вологості ґрунту.

При описанні динаміки формування надземної і підземної частин рослин нами використана концепція існування функціонального рівноважжя між цими частинами рослин, вперше реалізована в роботах [15,17] в вигляді блоків моделей, отримавших назву: моделі типу "shoot: root". Відношення цих частин

определяется режимом увлажнения почвы и уровнем минерального питания:

$$\gamma_{надз} = \gamma_{надз}^{pot} k_{надз}(W) k_{надз}(NPK), \quad (4)$$

где $\gamma_{надз}$ – ростовая функция надземной части растений;

$\gamma_{надз}^{pot}$ – потенциальное значение ростовой функции надземной части растений;

$k_{надз}(W)$ и $k_{надз}(NPK)$ – функции влияния соответственно влагообеспеченности посевов и обеспеченности элементами минерального питания на соотношение надземной и подземной части растений.

Вслед за определением соотношения $\gamma_{надз}$ опишем динамику биомассы надземной и подземной части растений озимой пшеницы уравнениями вида:

$$\frac{dm_{надз}}{dt} = \left(\phi - \frac{dR}{dt} \right) \gamma_{надз} \quad (5)$$

и

$$\frac{dm_{подз}}{dt} = \left(\phi - \frac{dR}{dt} \right) (1 - \gamma_{надз}), \quad (6)$$

где $\frac{dm_{надз}}{dt}$ и $\frac{dm_{подз}}{dt}$ – прирост массы соответственно надземной и подземной части растений;

$\frac{dR}{dt}$ – дыхание растений, определяемое как состоящее из двух компонентов [12,

15] – дыхания роста и дыхания поддержания структур:

$$\frac{dR}{dt} = D_M [c_m MQ_R(t_\theta) + c_G \Phi], \quad (7)$$

где D_M – параметр старения растений, отражающий изменение дыхательной активности растений в жизненном цикле;

c_m и c_G – коэффициенты дыхания соответственно поддержания и роста;

M – масса растений.

Закаливание растений. Нами моделируется наступающее после устойчивого перехода температуры воздуха через 6 °С изменение механизма распределения ассимилятов между продолжающими замедленный рост органами растений и создания резервного фонда ассимилятов, превращающегося в сахара. При этом количество продуктов фотосинтеза сравнивается с рассчитанной максимально возможной величиной прироста надземной $G_{надз}^{max}$ и подземной $G_{подз}^{max}$ биомассы, которые определяются по уравнениям, аналогичным (8):

$$G_{n,i}^{max} = (m_{n,i} \cdot G_{n,i}^{pot}) \min \{ k_{n,i}(t_\theta), k_{n,i}(W) \}, \quad (8)$$

где $G_{n,i}^{max}$ – максимально возможный в данных условиях прирост биомассы i -х побегов;

$m_{n,i}$ – биомасса i -х побегов;

$G_{n,i}^{pot}$ – потенциальный относительный прирост биомассы i -х побегов;

$k_{n,i}(t_\theta)$ и $k_{n,i}(W)$ – функции влияния соответственно температуры воздуха и увлажнения почвы на рост i -х побегов.

Вероятно, можно предположить две ситуации:

$$\Phi > G_{надз}^{max} + G_{подз}^{max} \quad (9)$$

и

$$\Phi < G_{надз}^{max} + G_{подз}^{max} \quad (10)$$

В первом случае прирост массы надземной и подземной части растений определяется как

$$\frac{dm_{надз}}{dt} = G_{надз}^{max} \quad (11)$$

и

$$\frac{dm_{подз}}{dt} = G_{подз}^{max} \quad (12)$$

Во второй ситуации, описываемой соотношением (10), при описании динамики прироста массы надземной и подземной части растений учитывается отношение максимально возможной величины прироста отдельной части растений к сумме максимальных приростов обеих частей:

$$\frac{dm_{надз}}{dt} = \left(\frac{G_{надз}^{max}}{G_{надз}^{max} + G_{подз}^{max}} \right) \Phi - \frac{dR_{надз}}{dt}; \quad (13)$$

$$\frac{dm_{подз}}{dt} = \left(\frac{G_{подз}^{max}}{G_{надз}^{max} + G_{подз}^{max}} \right) \Phi - \frac{dR_{подз}}{dt}. \quad (14)$$

Прирост массы главного побега, боковых побегов, первичной и вторичной корневой системы, узла кущения определяются выражениями аналогичными (9) – (14).

Избыток продуктов фотосинтеза по условию (9) определим как разность

$$\frac{dm_{рез}}{dt} = \Phi - (G_{надз}^{max} + G_{подз}^{max}), \quad (15)$$

где $\frac{dm_{рез}}{dt}$ – резерв продуктов фотосинтеза, образующийся после удовлетворения потребности подземной и надземной части растений в ассимилятах для максимально возможного в складывающихся на фоне снижения среднесуточных температур условиях роста.

Концентрация возникающих резервных продуктов фотосинтеза определится как отношение

$$mc_{рез} = \frac{m_{рез}}{M}, \quad (16)$$

где $mc_{рез}$ – концентрация избытка продуктов фотосинтеза в растениях.

Процесс образования дисахаридов в надземной части и узле кущения растений определим по уравнениям типа Михаэлиса–Ментен:

$$\frac{dCD_{надз}}{dt} = \frac{\frac{dCD_{надз}^{pot}}{dt} \cdot mc_{рез}}{mc_{рез} + K_{надз}^{M-M}} \quad (17)$$

и

$$\frac{dCD_{y.k}}{dt} = \frac{\frac{dCD_{y.k}^{pot}}{dt} \cdot mc_{рез}}{mc_{рез} + K_{y.k}^{M-M}}, \quad (18)$$

где $\frac{dCD_{надз}}{dt}$ и $\frac{dCD_{y.k}}{dt}$ – скорость образования дисахаридов соответственно в

надземной части и узле кущения растений;

$\frac{dCD_{надз}^{pot}}{dt}$ и $\frac{dCD_{надз}^{pot}}{dt}$ – потенциальная скорость образования сахаров соответственно в надземной части и узле кущения растений;

$K_{надз}^{M-M}$ и $K_{у.к.}^{M-M}$ – константы Михаэлиса–Ментен для надземной части и узла кущения растений.

Аналогичным образом определяется скорость накопления моносахаров в надземной части $\frac{dCM_{надз}}{dt}$ и в узле кущения $\frac{dCM_{у.к.}}{dt}$.

Во вторую фазу закаливания рост надземных и подземных органов отсутствует, в связи с этим формула (15) приобретает вид:

$$\frac{dm_{рез}}{dt} = \Phi . \quad (19)$$

Образование дисахаридов и моносахаров в этот период моделируется уравнениями, аналогичными (17) – (18).

Перезимовка растений. В зимующих растениях озимой пшеницы, находящихся в состоянии покоя, даже при низких температурах обмен веществ не прекращается. В этот период происходит гидролиз сложных сахаров и существенно увеличивается доля моносахаров, оказывающих большое влияние на формирование зимостойкости. Наблюдается расход сахаров на дыхание поддержания растительных тканей, происходит перемещение сахаров из надземной части в узел кущения, при оттепелях активизируется процесс роста, что вызывает дополнительный расход запасов растворимых углеводов. В последующем, при постепенном снижении температуры наблюдается повторное закаливание растений. При этом формируется уже более низкий уровень морозостойкости по сравнению с первоначальным уровнем. Повторные оттепели вызывают новое прохождение этого процесса, что приводит к постепенному снижению морозостойкости к концу зимы.

Процесс гидролиза дисахаридов на моносахара в узле кущения опишем уравнением ферментативной кинетики с учетом влияния низких отрицательных температур на интенсивность процесса:

$$\frac{dCD_{у.к.}^{зудр.}}{dt} = K_{у.к.}^{зудр.} CD_{у.к.} k_{у.к.}^{зудр.}(t_n), \quad (20)$$

где $\frac{dCD_{у.к.}^{зудр.}}{dt}$ – скорость гидролиза дисахаридов в узле кущения;

$K_{у.к.}^{зудр.}$ – коэффициент скорости гидролиза;

$CD_{у.к.}$ – содержание дисахаридов в узле кущения;

$k_{у.к.}^{зудр.}(t_n)$ – функция влияния температуры почвы на глубине узла кущения на

скорость гидролиза дисахаридов.

Синтез дисахаридов из моносахаров в узле кущения опишем уравнением типа Михаэлиса–Ментен:

$$\frac{dCD_{у.к.}^{сум.}}{dt} = \frac{\frac{dCD_{у.к.}^{pot}}{dt} \cdot CM_{у.к.} \cdot k_{у.к.}^{сум.}(t_n)}{CM_{у.к.} + K_{у.к.}^{M-M}}, \quad (21)$$

–

где $\frac{dCD_{у.к.}^{синт.}}{dt}$ – интенсивность синтеза дисахаридов из моносахаров в узле кущения;

$\frac{dCD_{у.к.}^{пот}}{dt}$ – потенциальная скорость синтеза дисахаридов;

$CM_{у.к.}$ – концентрация моносахаров в узле кущения;

$k_{у.к.}^{синт.}(t_n)$ – функция влияния температуры почвы на глубине узла кущения на скорость синтеза дисахаридов.

В надземной части растений интенсивность гидролиза дисахаридов будет определяться более низким уровнем температуры воздуха. Определим для надземной части растений скорость гидролиза дисахаридов $\frac{dCD_{надз}^{гидр.}}{dt}$ и скорость синтеза

дисахаридов $\frac{dCD_{надз}^{синт.}}{dt}$ по формулам, аналогичным (20) – (21).

Таким образом, баланс дисахаридов в узле кущения определяется как разность двух, идущих на фоне разного хода температур воздуха, противоположных процессов – гидролиза дисахаридов и их синтеза:

$$\frac{dCD_{у.к.}}{dt} = \frac{dCD_{у.к.}^{синт.}}{dt} - \frac{dCD_{у.к.}^{гидр.}}{dt} \quad (22)$$

Скорость изменения содержания моносахаров в узле кущения будет определяться разностью скорости их поступления (за счет гидролиза дисахаридов, а также поступления из надземной части растений) и скорости их расходования на синтез дисахаридов и затрат на дыхание поддержания:

$$\frac{dCM_{у.к.}}{dt} = \frac{dCD_{у.к.}^{гидр.}}{dt} + \gamma_{у.к.}^{CM} CM_{надз} - \frac{dCD_{у.к.}^{синт.}}{dt} - \frac{dR_{у.к.}}{dt}, \quad (23)$$

где $\frac{dCM_{у.к.}}{dt}$ – скорость изменения содержания моносахаров в узле кущения;

$\gamma_{у.к.}^{CM}$ – функция перемещения моносахаров из надземной части в узел кущения;

$CM_{надз}$ – содержание моносахаров в надземной части;

$\frac{dR_{у.к.}}{dt}$ – затраты на дыхание поддержания жизнедеятельных структур узла кущения.

В надземной части растений на фоне более низких температур воздуха протекают процессы, которые описываются уравнениями, аналогичными (20) – (23), что позволяет определить суммарное содержание дисахаридов $CD_{надз}$ и моносахаров $CM_{надз}$.

Таким образом, уравнения (20) – (23) описывают процессы превращения углеводов в зависимости от складывающихся условий (чередование периодов снижения температуры, оттепелей, последующего снижения температуры).

Баланс содержания суммы сахаров в органах озимой пшеницы запишем в виде:

$$\frac{dC_{надз}}{dt} = \frac{dCD_{надз}}{dt} + \frac{dCM_{надз}}{dt}, \quad (24)$$

$$\frac{dC_{y.к.}}{dt} = \frac{dCD_{y.к.}}{dt} + \frac{dCM_{y.к.}}{dt}, \quad (25)$$

где $\frac{dC_{надз}}{dt}$ и $\frac{dC_{y.к.}}{dt}$ – скорость изменения содержания суммы сахаров соответственно в надземной части и узле кущения растений.

Уравнения (24) и (25) позволяют определить динамику содержания суммы сахаров в органах растений в период их зимовки.

В работе [4] показано, что между содержанием суммы сахаров в узле кущения и критическими температурами вымерзания имеется достаточно тесная связь:

$$T_{y.к.}^{crit} = -0,47C_{y.к.} - 3,0, \quad (26)$$

где $T_{y.к.}^{crit}$ – критическая температура вымерзания на глубине узла кущения растений;

$C_{y.к.}$ – содержание суммы сахаров в узле кущения.

Расчет критической температуры вымерзания $T_{y.к.}^{crit}$ по содержанию суммы сахаров в узле кущения $C_{y.к.}$ с помощью уравнения (26) позволяет использовать эту величину при расчете показателей морозоопасности [7, 9].

Наиболее важным при оценке зимовки озимой пшеницы является определение количества перезимовавших растений. Результаты исследований, выполненных в [5] показывают, что существует тесная связь между числом перезимовавших растений и содержанием суммы сахаров в узле кущения за полторы–две недели до возобновления вегетации, когда содержание сахаров в узле кущения, как правило, бывает минимальным:

$$k_{зим.} = \frac{(C_{y.к.}^{min})^2}{0,0172 + 0,87(C_{y.к.}^{min})^2}, \quad (27)$$

где $k_{зим.}$ – коэффициент перезимовки;

$(C_{y.к.}^{min})$ – минимальное содержание суммы сахаров в узле кущения растений.

Таким образом, расчет динамики сахаров в зимний и в ранне-весенний периоды позволяет определить число перезимовавших растений ($N_{p,вес.}$) и их параметры на начало весенне-летней вегетации путем умножения числа ушедших в зиму растений ($N_{p,осен.}$) на коэффициент перезимовки.

Список литературы

1. Антоненко В.С. Аэрокосмический мониторинг посевов сельскохозяйственных культур в Украине. – К.: АртЭк, 2002. –312 с.
2. Дмитренко В. П. О моделях расчета урожайности с.-х. культур с учетом гидрометеорологических факторов //Метеорология и гидрология. 1971, № 5. –С. 84–91.
3. Долгий–Трач В. А., Федорова А. И. Моделирование процессов роста и развития озимой пшеницы в осенний период //Труды ВНИИСХМ. – 1990. – Вып. 26. – С. 59–69.
4. Желудкова Т. П., Сережина А. Я. О расчете критической температуры вымерзания озимой пшеницы в нечерноземной зоне //Труды ВНИИСХМ. – 1987. –Вып. 19. – С. 133–137.
5. Ковтун И. И., Гойса Н. И., Митрофанов Б. А. Оптимизация условий возделывания озимой пшеницы по интенсивной технологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 288 с.
6. Куперман Ф. М. Физиология устойчивости пшеницы. //Физиология

сельскохозяйственных растений. – Изд. МГУ, 1969, – Т. 4. – С. 401–497.

7. Личикаки В. Н. Перезимовка озимых культур. – М.: Колос, 1974. – 207с.

8. *Моделювання* роста и продуктивности сельскохозяйственных культур /Под ред. Ф. В. Т. Пеннинга де Фриза и Х. Х. Лаара. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 320 с.

9. Моисейчик В. А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 295 с.

10. Новикова Л. Ю. Математическая модель динамики морозостойкости озимых культур //Автореф. дис.... канд. техн. наук. – Санкт–Петербург, 1994. – 20 с.

11. Палагин Э. Г., Моисейчик В. А. Методика расчета на ЭВМ термического режима почвы и прогноза перезимовки озимых зерновых культур. //Методическое пособие. – М.: Гидрометеиздат, 1978. – 38 с.

12. Полевой А. Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.

13. Полевой А. Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.

14. Тооминг Х. Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.

15. Торнли Дж. Г. М. Математические модели в физиологии растений. – К.: Наукова Думка, 1982. – 310 с.

16. Туманов И. И. Физиологические основы зимостойкости культурных растений. – М.: Сельхозгиз, 1970. – 469 с.

17. Reynolds J. F., Thornley J. H. M. A shoot: root partitioning model. //Ann. Bot., 1982, v. 49, т. 5. – P. 585–597.

Моделювання впливу агрометеорологічних умов на процес загартування та перезимівлю озимої пшениці. Антоненко В.С.

Запропоновано субмодель процесу загартування та перезимівлі озимої пшениці як складової частини комплексної динамічної моделі росту, розвитку і формування продуктивності культури.

Ключові слова: модель, озима пшениця, загартування, перезимівля, ріст, розвиток, рослина, фотосинтез, дихання, продуктивність

Modelling of influence agrometeorological conditions on process of frost resistance and wintering of the winter wheat. V. Antonenko

The submodel of process of frost resistance and wintering of the winter wheat as a component of complex dynamic model of growth, development and formation of the crop production.

Keywords: model, winter wheat, frost resistance, wintering, growth, development, plant, photosynthesis, respiration, production

З.А.Мищенко, д.геогр. наук, проф.
Одесский государственный экологический университет

КОМПЛЕКСНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ ПРОДУКТИВНОСТИ ВИНОГРАДА В УКРАИНЕ

Представлено комплексное районирование в среднем масштабе показателей радиационно - тепловых ресурсов и влагообеспеченности растений на территории Украины. На основе моделирования дана количественная оценка урожаев винограда разного вида и уровня с привязкой к ряду агроклиматических районов, выделенных на карте. Определена вариабельность потенциальных урожаев винограда под влиянием микроклимата склонов.

Ключевые слова: районирование, агроклиматические ресурсы, продуктивность, виноград, микроклимат склонов.

Введение. В настоящее время созданы различные модели агроклиматического районирования территории СНГ или крупных ее частей в мелком масштабе. Большинство из них можно условно разделить на две группы. В первой – по распределению тех или иных агроклиматических показателей определяются ареалы распространения сельскохозяйственных культур. Во второй группе рассматривается урожайность, т.е. на карте выделяются макрорайоны, различающиеся по величине урожая конкретной культуры или нескольких культур в абсолютных или относительных значениях. Несмотря на их ценность, они не удовлетворяют современные запросы сельскохозяйственной науки и практики. С их помощью затруднительно разработать научно-обоснованные рекомендации по развитию адаптивного растениеводства на ограниченной территории (небольшая страна, административная область, район, отдельное хозяйство).

Оптимальное решение задачи возможно при осуществлении системного подхода, содержащего все необходимые компоненты для получения исчерпывающей агроклиматической информации. На карте агроклиматического районирования и в легенде к ней должны быть выделены таксономические единицы, различающиеся не только по показателям климата и набору сельскохозяйственных культур, но и по их урожайности. Для оценки урожаев, получаемых не только в производственных условиях, но и в соответствии с биоклиматическим потенциалом территории применяются физико-статистические модели «Климат-урожай» различной сложности.

Материалы и методы исследований. В данной статье рассматривается такой комплексный подход к решению задачи применительно к территории Украины. В качестве модельной культуры взят виноград, являющийся весьма ценной культурой, под которой заняты значительные площади сельскохозяйственных угодий и предполагается их расширение. Концепция максимальной продуктивности культурных растений основывается на учете фотосинтетически активной радиации (ФАР) и ряда лимитирующих факторов климата [6,10]. Поэтому на первом этапе решается задача агроклиматического районирования радиационно-тепловых ресурсов на территории Украины. На втором этапе выполняется количественная оценка потенциально возможных и действительно возможных урожаев винограда разного вида и уровня с привязкой к выделенным на карте макрорайонам в ареале промышленного

виноградарства.

Суммарная солнечная радиация (Q) и фотосинтетически активная радиация (ФАР) определяют интенсивность процессов фотосинтеза и дыхания культурных растений и влияют на их продуктивность. Эти показатели отличаются чувствительностью к микроклимату и поэтому весьма эффективны для детальной оценки агроклиматических ресурсов как на равнинных, так и склоновых землях [7,10,11,14]. Несмотря на их важность, сеть актинометрических станций на территории СНГ недостаточна. Например, в Украине действуют 16 актинометрических станций. Но имеются массовые данные по продолжительности солнечного сияния за определенные месяцы, суммам температуры воздуха и продолжительности теплого периода с температурой выше 10^0 ($\Sigma S_c, \Sigma T_c, N_{TP}$).

В целях получения необходимого банка данных и сокращения трудоемких работ по картографированию отдельных показателей радиационно-световых и тепловых ресурсов применена методика уплотнения агроклиматической информации [5,7]. Суть ее заключается в установлении количественных зависимостей между известными и искомыми агроклиматическими показателями. В данном случае была установлена прямолинейная зависимость месячных сумм суммарной радиации от продолжительности солнечного сияния (ΣS_c) и полуденной высоты Солнца, выраженной через $\sin h$ отдельно для весны, лета, осени. Уравнения множественной регрессии имеют следующий вид:

$$\text{Весна} \quad \sum Q = 1,697 \sum S_c + 280,14 \sin h - 92,26 \quad (1)$$

$$\text{Лето} \quad \sum Q = 1,299 \sum S_c + 723,11 \sin h - 390,13 \quad (2)$$

$$\text{Осень} \quad \sum Q = 1,425 \sum S_c + 253,91 \sin h - 90,08 \quad (3)$$

Рассчитаны также соответствующие статистические параметры к уравнениям 1,2,3. Как видно из табл.1, коэффициенты корреляции между ΣQ и ΣS_c остаются во всех сезонах весьма высокими ($r \approx 0,90-0,98$ а средние квадратические ошибки), коэффициентов корреляции и вероятностные ошибки малы.

Таблица 1 - Статистические параметров к уравнениям связи между ΣQ и ΣS_c , и высотой Солнца.

Период	r	σ_r	ε_r	σ_Q	σ_{S_c}	$\sigma_{\sin h}$	\bar{S}_y
Весна	0,98	0,04	0,026	117,3	54,1	0,09	$\pm 23,67$
Лето	0,90	0,04	0,027	67,0	32,6	0,04	$\pm 29,88$
Осень	0,98	0,03	0,020	125,7	65,4	0,14	$\pm 20,36$

С помощью уравнений 2, 3, 4 были рассчитаны суммы суммарной радиации и суммы ФАР, а также суммы этих показателей за теплый период с температурой воздуха выше 10^0C дополнительно для 68 метеорологических станций Украины. Поскольку этих данных оказалось недостаточно для картографирования радиационно-тепловых ресурсов Украины, были установлены прямолинейные зависимости между суммой температуры воздуха за теплый период с T_c выше 10^0C (ΣT_c) и ΣQ за тот же период; ΣT_c и ΣQ_{ϕ} ; ΣT_c и ΣS_c ; ΣT_c и продолжительностью теплого периода (N_{TP}). Соответствующие уравнения для Украины имеют вид:

$$\sum Q = 0,89 \sum T_c + 450,2 \quad (4)$$

$$\sum Q_\phi = 0,44 \sum T_c + 225,1 \quad (5)$$

$$\sum S_c = 0,47 \sum T_c + 30,34 \quad (6)$$

$$N_{\text{ТП}} = 0,033 \sum T_c + 76 \quad (7)$$

Коэффициенты корреляции (r) между этими показателями климата колеблются в пределах 0,84-0,96. Средние квадратические ошибки коэффициентов корреляции не превышают 0,04-0,05 и вероятные ошибки малы. Таким образом, по формулам 4 и 5 дополнительно рассчитаны $\sum Q$ и $\sum Q_\phi$ за теплый период с T_c выше 10^0C , для 90 метеорологических станций.

Результаты исследований и их анализ. В качестве картографической основы использовалась физико-географическая карта Украины в рабочем масштабе 1:1000000. Агроклиматическая карта составлена для открытого ровного места по основному показателю – суммам суммарной радиации за теплый период с T_c выше 10^0C . А далее для каждого макрорайона по вышеуказанной методике определены значения $\sum Q_\phi$, $\sum S_c$, $\sum T_c$ и $N_{\text{ТП}}$. Результаты этой работы представлены на рис.1 и в табл. 2, которая является количественной легендой к выделенным на карте макрорайонам. Следует заметить, что до настоящего времени производилось картирование только отдельных показателей радиационно-тепловых ресурсов и в более мелком масштабе как для территории СНГ, так и Украины [2,4,11].

На карте агроклиматического районирования выделено 7 макрорайонов, существенно различающихся по значениям $\sum Q$, $\sum Q_\phi$, $\sum S_c$, $\sum T_c$ и $N_{\text{ТП}}$ (рис.1). Наглядно видно, что радиационно-световые и тепловые ресурсы на территории Украины возрастают в направлении с севера на юг. А именно, в крайнем северном макрорайоне, $\sum Q$, $\sum Q_\phi$ и $\sum S_c$ за теплый период с T_c выше 10^0C не превышают 2700 МДж/м², 1350 МДж/м² и 1300 часов. В центральном умеренно-теплом макрорайоне 4 значения этих показателей возрастают соответственно до 3100-3300 МДж/м², 1550-1650 МДж/м² и 1450-1530 часов. На Южном берегу Крыма (макрорайон 7), $\sum Q$, $\sum Q_\phi$ и $\sum S_c$ оказываются более 3700 МДж/м², 1850 МДж/м² и 1690 часов.

Зональная изменчивость $\sum T_c$ и $N_{\text{ТП}}$ соответствует распределению сумм суммарной солнечной радиации и сумм ФАР на территории страны. На крайнем севере (макрорайон 1) $\sum T_c$ и $N_{\text{ТП}}$ не превышают 2450^0C и 157 дней. В центральном умеренно-теплом макрорайоне 4 их значения увеличиваются до $2900-3150^0\text{C}$ и 172-180 дней. Наибольшие значения $\sum T_c$ и $N_{\text{ТП}}$ характерны для крайнего юга Крымской области (макрорайон 7), где они возрастают соответственно до 3650^0C и более и 196 дней. Диапазон географической изменчивости всех рассмотренных показателей климата значителен и составляет для : $\sum Q$ –1000 МДж/м²; $\sum Q_\phi$, -5000 МДж/м²; $\sum S_c$ - 396 часов; , $\sum T_c$ – 1200^0C и $N_{\text{ТП}}$ – 40 дней.

Представленная агроклиматическая карта и легенда к ней (рис.1, табл.2) является научной основой для выработки практических рекомендаций по оптимизации размещения теплолюбивой группы однолетних и многолетних культур на сортовом уровне (в том числе винограда) по условиям теплообеспеченности как на равнинных, так и на склоновых землях в Украине. Кроме того, с ее помощью можно выполнить количественную оценку продуктивности ряда сельскохозяйственных культур в

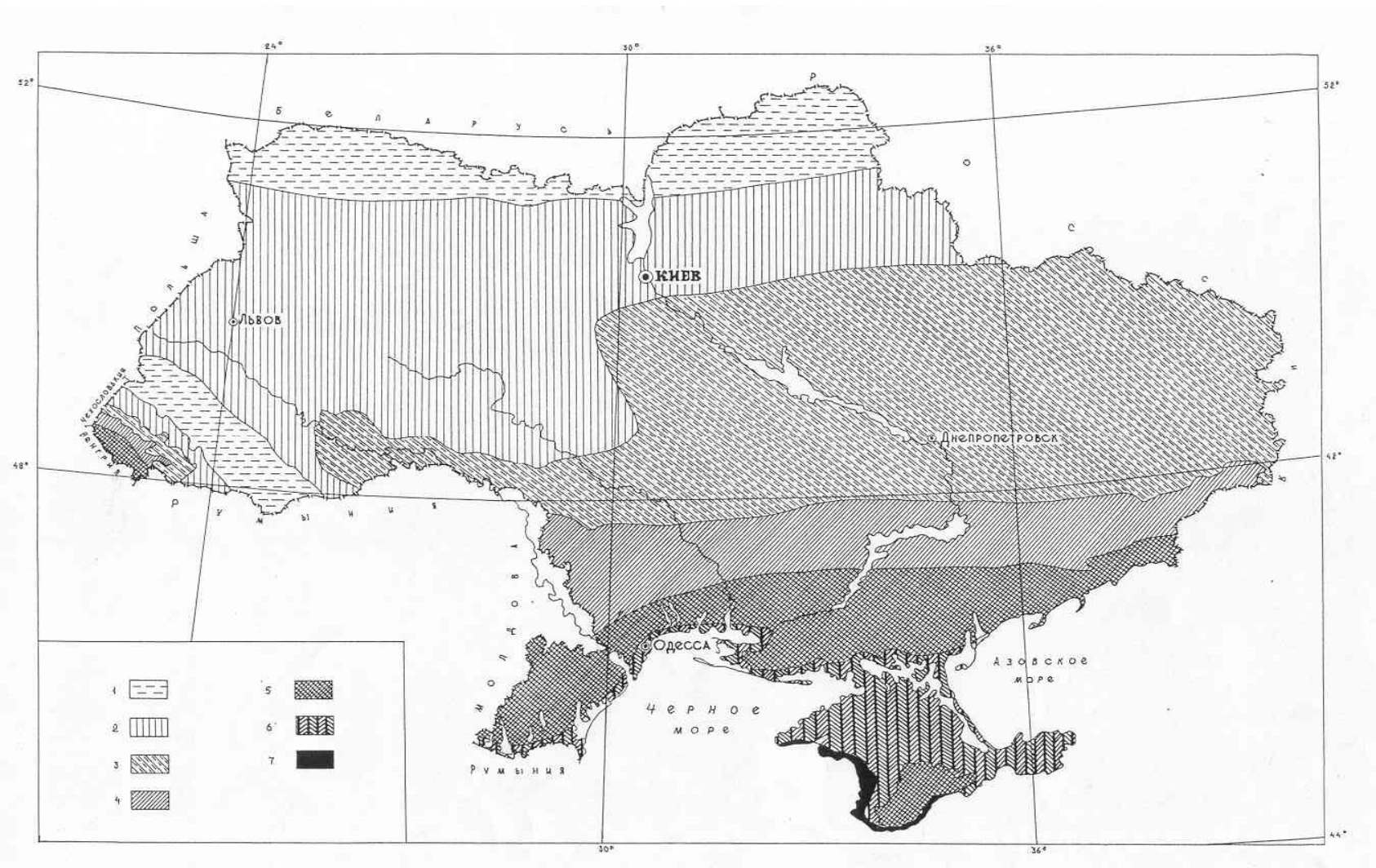


Рис.1 - Комплексное районирование радиационно-световых и тепловых ресурсов на территории Украины. Макрорайоны 1-7 (см.табл.2)

Таблица 2 - Агроклиматическая оценка радиационно-световых и тепловых ресурсов Украины за период со средней суточной температурой воздуха выше 10⁰С.

Макрорайон	ΣQ , МДж/м ²	ΣQ_{ϕ} ,МДж/м ²	ΣS_c , часы	ΣT_c , ⁰ С	$N_{ТП}$, дни
1. Крайний, северный, холодный	<2700	<1350	<1300	<2450	<157
2. Северный, относительно холодный	2700-2900	1350-1450	1300-1366	2450-2650	157-163
3. Центральный, прохладный	2900-3100	1450-1550	1366-1449	2650-2900	163-172
4. Центральный, умеренно теплый	3100-3300	1550-1650	1449-1532	2900-3150	172-180
5. Южный , теплый	3300-3500	1650-1750	1532-1615	3150-3400	180-188
6. Южный, очень теплый	3500-3700	1750-1850	1615-1696	3400-3650	188-196
7. Южный, жаркий	>3700	>1850	>1696	>3650	>196

географическом разрезе на основе моделирования в соответствии с биоклиматическим потенциалом того или иного региона страны.

Применительно к винограду первая прикладная задача решалась путем сопоставления географического распределения климатических ΣQ_{ϕ} , ΣS_c , ΣT_c и $N_{\text{ТП}}$ на территории Украины с биоэкологическими показателями потребностей групп сортов в радиационно-тепловых условиях, т.е. $\Sigma Q_{\phi\delta}$, $\Sigma S_{c\delta}$, $\Sigma T_{c\delta}$ и N_{δ} . Последние были определены автором [8] для семи групп сортов винограда, различающихся по скороспелости. На этой основе разработаны следующие практические рекомендации по рациональному размещению винограда в пределах страны.

Северная часть (макрорайоны 1,2) непригодна для выращивания винограда даже очень ранней и ранней группы сортов из-за недостаточной обеспеченности теплом (их созревание возможно не более 5-6 раз в 10 лет) и суровых условий перезимовки. В южной части 2-го макрорайона возможно оазисное возделывание этих групп сортов в благоприятных микроклиматических условиях (склоны с южной составляющей крутизной 8-12⁰) при обязательной укрывке кустов зимой.

Те же рекомендации относятся к северной части 3-го макрорайона. В центральной и южной части этого макрорайона возможно промышленное виноградарство. Здесь можно размещать группы очень ранних, ранних и ранне-средних сортов с обеспеченностью их созревания по радиационно-тепловым ресурсам 8-9 раз из десяти лет. Предпочтение следует отдать равнинным и склоновым землям. В макрорайоне 4 в тех же местоположениях могут успешно возделываться очень ранние и ранние сорта винограда с высокой обеспеченностью теплом (9-10 раз в 10 лет). Здесь хорошо обеспечены теплом ранне-средние и среднеспелые сорта на 80-90%, т.е. их созревание возможно 8-9 раз из десяти лет.

Очень благоприятные условия для промышленного виноградарства создаются в 5-ом макрорайоне. Здесь на 100% обеспечены теплом все предыдущие группы сортов. Сорта средне-поздние также хорошо обеспечены теплом (их созревание возможно 8-9 раз из десяти лет). Самые благоприятные условия для ведения неукрывного виноградарства создаются на крайнем юге Украины в 6-ом и 7-ом макрорайонах. Здесь на 100% обеспечены теплом все группы сортов, включая поздние и очень поздние.

При этом следует иметь в виду, что повсеместно непригодны для закладки виноградных плантаций понижение рельефа (нижние части и подножия склонов всех экспозиций, дно широких и узких долин, а также замкнутых котловин). Здесь сокращается продолжительность теплого периода на 15-30 дней и существенно уменьшаются суммы тепла, а заморозко- и морозоопасность возрастают [5,7,8].

Количественная оценка продуктивности винограда выполнена с применением физико-статистической модели, разработанной Х.Г.Тоомингом [10]. Модель «Климат-урожай» адаптирована к виноградному растению с введением ряда методических приемов и модификационных формул. Расчеты потенциальных и действительно возможных урожаев произведены с привязкой к агроклиматической карте радиационно-тепловых ресурсов (рис.1) и с учетом географической изменчивости показателя влагообеспеченности в виде относительного испарения – E/E_0 .

Потенциальный урожай сухой биомассы кустов винограда ($Y_{\text{ПТ}}$) обеспечивается приходом энергии фотосинтетически активной радиации (ФАР) за период активной вегетации и рассчитывался по формуле:

$$Y_{\text{ПТ}} = \frac{\eta \sum Q_{\phi\delta}}{q} \quad (8)$$

где $U_{пт}$ – потенциальный урожай сухой биомассы в кг/м²; η – КПД использования ФАР виноградниками в %; q – удельная теплота сгорания в МДж/кг; $\sum Q_{фб}$ – сумма ФАР, рассчитанная от даты набухания почек до созревания винограда среднеспелых сортов в МДж/м² Удельная. теплота сгорания сухой биомассы принята равной 16.76 МДж/кг. При этом $U_{пт}$ рассчитан по заданным значениям КПД по использованию солнечной радиации виноградниками (η): 0,5; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0%.

Потенциально возможный урожай винограда (сухая биомасса гроздей) в идеальных климатических условиях рассчитывался при различных η (%) по формуле:

$$U_{пв} = \frac{\eta \sum Q_{фб} \cdot K_x}{q}, \quad (9)$$

где K_x – коэффициент, определяющий хозяйственно ценную часть урожая. Этот коэффициент представляет собой отношение хозяйственно ценной части урожая к урожаю потенциальному ($U_{пт} / U_{пв}$). Для винограда K_x принимают равным 0,4-0,5.

В производственных условиях урожай винограда получают в виде сырых гроздей. Поэтому для сравнительной оценки урожаев разного уровня представляется важным их определение не только в виде сухой биомассы, но и сырых гроздей. Потенциально возможный урожай сырых гроздей рассчитывался по формуле:

$$U_{пс} = \frac{100 \cdot U_{пт} \cdot K_x}{B_c}, \quad (10)$$

где B_c – содержание сухого вещества в гомогенете ягод винограда (%). Значения B_c – колеблются в зависимости от сорта в пределах 20-25%.

Расчет действительно возможного урожая любой культуры (ДВУ) основывается на использовании растениями энергии ФАР при средних многолетних климатических условиях и учете тех или иных лимитирующих факторов климата. В общем виде ДВУ определяется следующим образом:

$$ДВУ = ПУ \cdot f(x_1) \cdot f(x_2) \dots f(x_n), \quad (11)$$

где ПУ – потенциальный или потенциально возможный урожай; $f(x_1)$ – функция воздействия условий увлажнения (коэффициент влагообеспеченности); $f(x_2)$ – функция воздействия условий перезимовки на продуктивность культуры (коэффициент морозоопасности) и т.д.

Действительно возможный урожай сухой биомассы $U_{дв}$ в существующих почвенно-климатических условиях рассчитывался по формуле:

$$U_{дв} = U_{пт} \cdot E / E_0, \quad (12)$$

где E – фактическое водопотребление культуры (суммарное испарение); E_0 – оптимальное водопотребление (испаряемость).

Значения E_0 определены по формуле, предложенной А.М Алпатьевым [1]

$$E_0 = K_6 \sum d \quad (13)$$

где K_6 – биологический коэффициент испарения, принятый равным 0,65 за

вегетационный период винограда; Σd – сумма дефицитов влажности воздуха, рассчитанная за тот же период. Расчеты выполнены по уравнению водного баланса в виде:

$$E = \Sigma r + (W_H - W_K) - f \quad , \quad (14)$$

где Σr – сумма осадков за вегетационный период винограда; W_H W_K – запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало и конец того же периода; f – поверхностный сток.

Действительно возможный урожай сырых гроздей винограда ($U_{ДС}$) рассчитывался по формуле:

$$U_{ДС} = \frac{100 \cdot U_{ПТ} \cdot K_X}{B_C} \cdot E / E_0 \quad , \quad (15)$$

где K_X принято равным 0,4, а B_C – 25%

Результаты расчетов с привязкой к ряду макрорайонов, выделенных на комплексной агроклиматической карте (рис.1), в ареале промышленного виноградарства представлены в табл. 3 и 4. Они являются дополнительной легендой к карте и содержат количественную оценку расчетных урожаев для среднеспелых сортов винограда. Как видно из табл.3, потенциальные урожаи сухой биомассы при различных η увеличиваются в направлении с севера на юг страны с возрастанием суммы ФАР как за теплый период с T_c выше 10^0C , так и за период активной вегетации винограда. Например, при η , равном 1% и 2%, диапазон зональных различий в $U_{ПТ}$ между четвертым и седьмым макрорайонами составляет 1,3 т/га и 2,5 т/га.

Более значительная географическая изменчивость характерна для потенциально возможных урожаев сырых гроздей, которые так же возрастают в направлении с севера на юг. При η , равном 1% и 2%, $U_{ПС}$ составляют в четвертом макрорайоне 13 т/га и 26 т/га, а на Южном берегу Крыма в седьмом макрорайоне они увеличиваются соответственно до 14,9 т/га и 29,8 т/га. Диапазон зональных различий в $U_{ПС}$ между четвертым и седьмым макрорайонами возрастает до 1,9 т/га и 3,8 т/га.

Действительно возможный урожай винограда изменяется в обратном направлении, следуя за географической изменчивостью показателя влагообеспеченности в виде E/E_0 . Как видно из табл.4, урожаи сухой биомассы уменьшаются на богарных землях с севера на юг вследствие возрастания засушливости климата. При η , равном 1% и 3%, $U_{ДВ}$ винограда составляет в четвертом макрорайоне 4,0-4,5 т/га и 12,0-13,5 т/га, а на крайнем юге Украины в седьмом макрорайоне его значения не превышают 3,3-3,7 т/га и 9,9-11,1 т/га. Диапазон географических различий составляет при η , равном 1,0%, 2,0% и 3,0%, соответственно 0,7 т/га, 1,4 и 2,2 т/га.

Действительно возможный урожай сырых гроздей винограда также заметно уменьшается с севера на юг (при отсутствии орошения). При η , равном 1% и 3% $U_{ДС}$ составляет в четвертом макрорайоне (рис.1) 6,3-7,2 т/га и 18,9-21,6 т/га, а в седьмом макрорайоне он не превышает соответственно 5,3-6,0 т/га и 15,9-18,0 т/га. Диапазон зональных различий увеличивается и составляет при η , равном 1%, 2%, 3%, 1,0 т/га, 1,9 и 2,9 т/га. Заметное увеличение урожая винограда разного уровня характерно для Закарпатской области (ст. Берегово) с особым местным климатом и лучшими условиями увлажнения (5 макрорайон).

Таблица 3 - Агроклиматическая оценка потенциально возможных урожаев сухой биомассы винограда ($U_{ПТ}$) и сырых гроздей ($U_{ПС}$) в ряде макрорайонов Украины (т/га)

Макрорайон	Станция	$\Sigma Q_{фб}$ МДж/м ²	$U_{ПТ}$ при η , %				$U_{ПС}$ при η , %			
			0,5	1,0	2,0	3,0	0,5	1,0	2,0	3,0
4	Любашевка	1355	4,0	8,1	16,1	24,2	6,5	13,0	26,0	39,0
	Запорожье	1380	4,1	8,2	16,4	24,6	6,5	13,1	26,2	39,3
	Вознесенск	1399	4,2	8,4	16,8	25,2	7,2	13,4	26,8	40,2
5	Берегово	1414	4,2	8,4	16,8	25,2	6,7	13,4	26,8	40,2
	Раздельная	1430	4,3	8,5	17,0	25,6	6,8	13,6	27,2	40,8
	Николаев	1433	4,3	8,6	17,2	25,8	6,8	13,8	27,6	41,4
	Аскания-Нова	1462	4,3	8,7	17,4	26,1	6,9	13,9	27,8	41,7
6	Одесса	1480	4,4	8,8	17,6	26,4	7,0	14,1	28,2	42,3
	Измаил	1515	4,4	9,1	18,2	27,3	7,3	14,6	29,2	43,8
	Владиславовка	1503	4,4	8,9	17,8	26,7	7,1	14,2	28,4	42,6
	Керчь	1508	4,5	9,0	18,0	27,0	7,2	14,4	28,8	43,2
7	Евпатория	1545	4,6	9,2	18,4	27,6	7,3	14,7	29,4	44,1
	Севастополь	1555	4,6	9,3	18,6	27,9	7,4	14,9	29,8	44,7
	Ялта	1562	4,7	9,4	18,6	28,0	7,4	14,9	29,8	44,7
	Алушта	1536	4,6	9,2	18,4	27,6	7,3	14,7	29,4	44,4

Таблица 4 - Агроклиматическая оценка действительно возможных урожаев сухой биомассы винограда ($U_{ДВ}$) и сырых ягод ($U_{ДС}$) в ряде макрорайонов Украины (т/га)

Макрорайон	Станция	$U_{ДВ}$ при η , %				E/E_0	$U_{ДС}$ при η , %			
		0,5	1,0	2,0	3,0		0,5	1,0	2,0	3,0
4	Любашевка	2,2	4,4	9,0	13,5	0,55	3,6	7,2	14,4	21,6
	Вознесенск	2,0	4,0	8,0	12,0	0,47	3,2	6,3	12,6	18,9
	Запорожье	2,1	4,2	8,4	12,6	0,50	3,3	6,5	13,0	19,5
5	Берегово	2,7	5,5	11,0	15,5	0,65	4,4	8,7	17,4	26,1
	Раздельная	2,0	3,9	6,8	10,7	0,46	2,7	6,3	12,6	18,9
	Николаев	1,8	3,6	7,2	10,8	0,42	2,9	5,8	11,6	17,4
	Аскания-Нова	1,7	3,4	6,8	10,2	0,39	2,7	5,4	10,8	16,2
6	Одесса	2,0	3,9	7,8	11,7	0,44	3,1	6,2	12,4	18,6
	Измаил	2,0	3,9	7,8	11,7	0,43	3,2	6,3	12,4	18,9
	Владиславовка	1,8	3,6	7,2	10,8	0,40	2,8	5,7	11,4	17,1
	Стрелковое	2,0	3,9	7,8	11,7	0,43	3,1	6,2	12,4	18,6
	Керчь	1,9	3,8	7,9	11,4	0,42	3,0	6,0	12,0	18,0
7	Евпатория	1,7	3,3	6,6	9,9	0,36	2,7	5,3	10,6	15,9
	Севастополь	1,8	3,7	7,4	11,1	0,40	3,0	6,0	12,0	18,0
	Ялта (Никитск. сад)	1,7	3,4	6,8	10,2	0,39	2,9	5,8	11,6	17,4
	Алушта	1,8	3,6	7,2	10,8	0,39	2,8	5,7	11,4	17,4

Выполнена оценка точности расчетов урожаев по модели путем сопоставления урожаев винограда, выраженного в производственных условиях (Y_{Π}), с действительно-возможными урожаями сырых гроздей ($Y_{ДС}$) при КПД использования ФАР (η) 0,5-1%. Установлено, что ошибка расчетов $Y_{ДС}$ не превышает $\pm 5-12\%$.

Проведена сравнительная оценка урожаев потенциально возможных и действительно возможных с производственными урожаями сырых ягод винограда (Y_{Π}). Установлено, что недобор урожая сырых гроздей в виде разности ($Y_{ДС}-Y_{\Pi}$) уменьшается к югу страны и составляет при η , равном 1% и 2%, в четвертом макрорайоне 3,8 и 9,8 т/га, а в седьмом – 1,3 и 7,0 т/га. Коэффициент благоприятности климата (K_{Π}), представляющий собой отношение $Y_{ДС}$ к Y_{Π} , в рассмотренных макрорайонах не превышает 0,44 - 0,60. А коэффициент эффективности ($K_{Э}$) использования агроклиматических ресурсов при возделывании винограда в виде $K_{Э} = \frac{Y_{\Pi}}{Y_{ДС}}$ составляет при η , равном 1 и 2%, в четвертом макрорайоне только 0,48 и 0,26, а в седьмом макрорайоне – 0,77 и 0,39.

На территории Украины склоновые земли занимают более 60% общей площади сельскохозяйственных угодий. Потому представляет научный интерес количественная оценка влияния микроклимата склонов различной экспозиции и крутизны на возможную вариабельность урожаев сухой биомассы винограда и сырых гроздей. Поскольку эти виды урожаев находятся в прямой зависимости от сумм суммарной радиации и ФАР, расчеты выполнены с привязкой к агроклиматической карте (рис.1) для 3,4,5,6,7 макрорайона по формулам:

$$Y'_{\Pi} = \frac{\eta \sum Q_{\PhiБ}}{q} \cdot K_Q = Y_{\Pi} \cdot K_Q \quad (16)$$

$$Y'_{\PiС} = \frac{100 \cdot Y_{\Pi} \cdot K_X \cdot K_Q}{B_c} = Y_{\PiС} \cdot K_Q \quad (17)$$

где $Y'_{\Pi}, Y'_{\PiС}$ – урожаи сухой биомассы винограда и сырых гроздей на северных и южных склонах крутизной 5,10,15,20°; $Y_{\Pi}, Y_{\PiС}$ – те же урожаи на равнинных землях (открытое ровное место); K_Q – переходные коэффициенты для пересчета $\sum Q, \sum Q_{\Phi}$ с горизонтальной поверхности, на склонах.

Переходные коэффициенты K_Q для северных, южных, западных и восточных склонов разработаны Т.А. Голубовой и автором [5,8] применительно к территории СНГ, в том числе к Украине, для конкретного месяца с апреля по октябрь. Они представляют собой отношение в виде:

$$K_Q = \frac{\sum Q_c}{\sum Q}, \quad (18)$$

где $\sum Q_c$ – сумма суммарной радиации на склоне; $\sum Q$ – то же на горизонтальной поверхности.

Неполные результаты расчетов Y'_{Π} и $Y_{\PiС}$ представлены в табл.5. Общей закономерностью является существенное увеличение потенциально возможных

Таблица 5 -Количественная оценка возможных урожаев винограда ($Y'_{ПТ}$, $Y'_{ДС}$) на северных и южных склонах в ряде макрорайонов (т/га)

Склон	Крутизна, град	$Y'_{ПТ}$ при η %			$Y'_{ДС}$ при η %		
		1,0	2,0	3,0	1,0	2,0	3,0
Макрорайон 3							
Северный	5	7,6	15,2	22,8	12,1	24,1	36,1
	10	7,3	14,5	21,7	11,6	23,2	34,8
	15	7,1	14,1	21,1	11,3	22,5	33,7
	20	6,9	13,7	20,5	11,0	22,0	33,0
Южный	5	8,2	16,4	24,6	13,1	26,3	39,5
	10	8,4	16,8	25,2	13,4	26,8	40,2
	15	8,6	17,2	25,8	13,7	27,3	40,9
	20	8,7	17,5	26,3	13,9	27,7	41,9
Макрорайон 7							
Северный	5	9,8	17,5	26,2	14,0	27,9	41,8
	10	8,3	16,6	24,9	13,2	26,5	39,8
	15	7,7	15,4	23,1	12,2	24,5	36,8
	20	7,1	14,2	21,3	11,4	22,7	34,0
Южный	5	9,5	19,0	28,5	15,2	30,3	45,4
	10	9,8	19,5	29,2	15,6	31,1	46,6
	15	10,0	20,1	30,2	16,0	32,1	48,2
	20	10,3	20,4	30,9	16,4	32,9	49,4

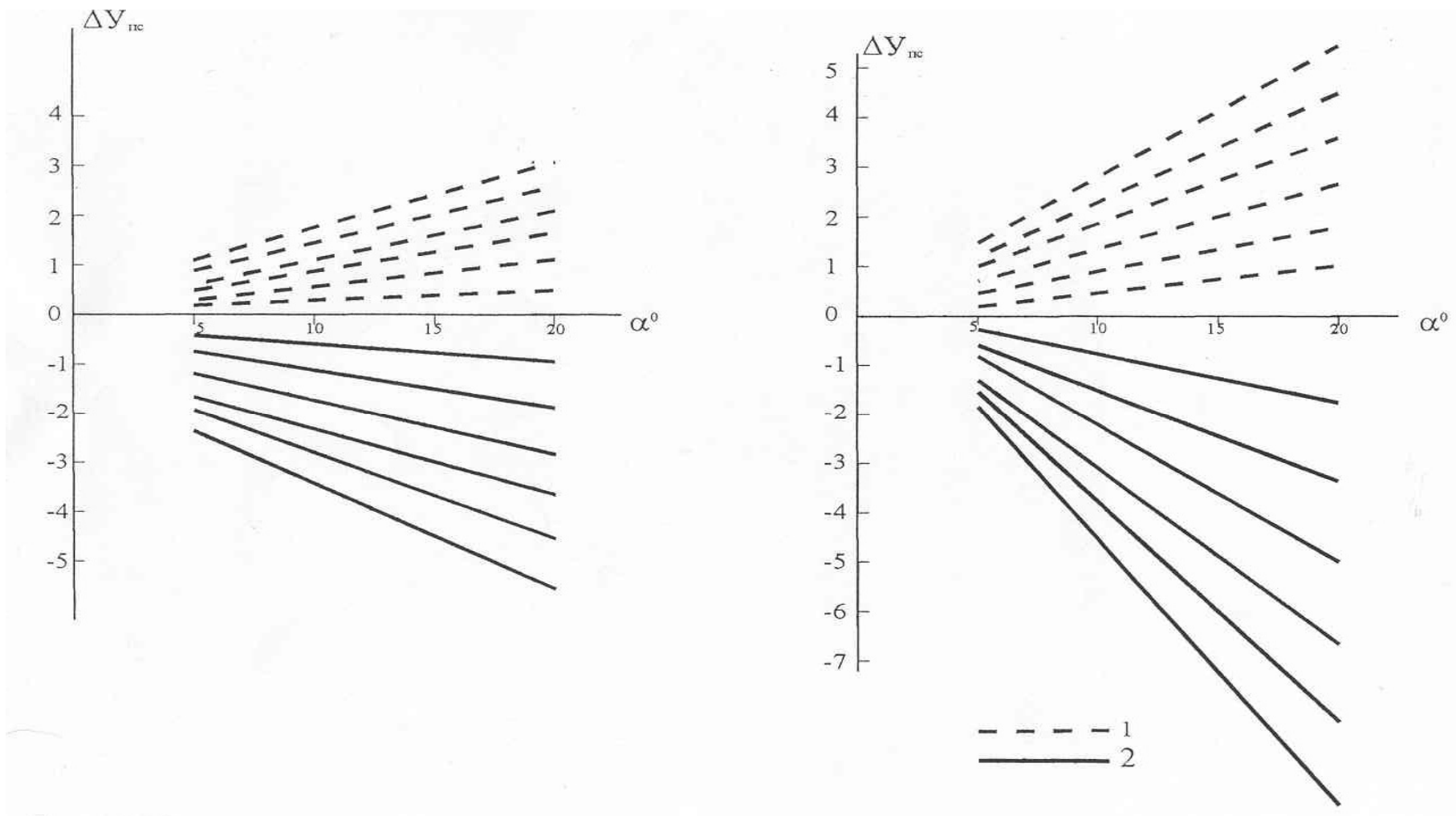


Рис.2 - Отклонения потенциально возможных урожаев сырых гроздей винограда ($Y_{гс}$, т/га) на северных и южных склонах различной крутизны (α°) по сравнению с открытым ровным местом при различных значениях η C%, макрорайоны: а) третий; б) седьмой; склоны: 1 – южный, 2- северный

урожаев винограда на южных склонах и уменьшение на северных склонах по сравнению с равнинными землями во всех макрорайонах страны. Повсеместно с увеличением крутизны склонов происходит возрастание $Y'_{пт}$ и $Y'_{пс}$ на южных склонах и уменьшение на северных склонах.

Например, в 3-ем макрорайоне на северных склонах крутизной $10,20^0$ при η , равном 1%, $Y'_{пт}$ и $Y'_{пс}$ составляет 11,6 и 11,0 т/га, а на южных склонах той же крутизной – 13,4 и 13,9 т/га. В 7-ом макрорайоне на Южном берегу Крыма на северных склонах крутизной 10 и 20^0 при η , равном 1% урожай сырых гроздей не превышает 13,2 и 11,4 т/га, а на южных склонах той же крутизны – 15,6 и 16,5 т/га. При η , равном 2%, урожай винограда на склонах увеличивается в два раза и соответственно возрастает изменчивость под влиянием микроклимата.

Выполнена также агроклиматическая оценка отклонений потенциально возможных урожаев винограда на склонах относительно ровного места в виде разностей $(Y'_{пт} - Y_{пт})$ и $(Y'_{пс} - Y_{пс})$ для тех же макрорайонов при различных значениях КПД использования ФАР (η ;%). Установлено, что на южных склонах крутизной $10,20^0$ возможна прибавка урожая винограда ($Y_{пс}$) при η , равном 1%, в 6-11 ц/га. На северных склонах той же крутизны возможен недобор урожая из-за уменьшения прихода ФАР при η , равном 1%, в 12-13 ц/га и 18-32 ц/га.

Из рис. 2 видно, что диапазон различий в потенциально возможных урожаях сырых гроздей винограда под влиянием микроклимата склонов возрастает в направлении с севера на юг с увеличением их крутизны и КПД использования ФАР. Например, в 3-ем макрорайоне при η , равном 1%, микроклиматические различия $Y'_{пс}$ между южными и северными склонами крутизной 10 и 20^0 составляют 18 ц/га и 29 ц/га, а в 7-ом макрорайоне эти различия возрастают до 23 ц/га и 51 ц/га. При η , равном 2%, микроклиматические различия в $Y'_{пс}$ между южными и северными склонами крутизной $10, 20^0$ возрастают в 3-ем макрорайоне до 36 ц/га и 57 ц/га, а в 7-ом макрорайоне – до 46 ц/га и 102 ц/га.

Выводы. 1. Результаты научных разработок являются необходимой основой для региональной агроклиматической оценки продуктивности винограда т теплолюбивой группы культур на ограниченных территориях (административная область, небольшой район, отдельное хозяйство) с учетом микроклимата, а также для оптимизации размещения культурных растений на сортовом уровне.

2. В настоящее время при выращивании винограда в производственных условиях КПД использования ФАР находится лишь на уровне 0,6-0,8%. Следовательно, имеется громадный резерв для получения более высоких урожаев винограда в соответствии с агроклиматическими ресурсами ряда макрорайонов на территории Украины. Вполне возможно повышение КПД использования ФАР (η) виноградниками за счет рационального размещения сортов с учетом микроклимата, введения дифференцированной технологии возделывания, включая укрывное и неукрывное виноградарство, а также правильно организованного орошения в ряде южных районов.

Список литературы

1. Алтатъев А.М. Влагообороты в природе и их преобразования.– Л.: Гидрометеиздат, 1969. –324 с.
2. Агроклиматический атлас Украины. – Киев: Урожай, 1964. -36 с.

3. Давитая Ф.Ф. Основные принципы районирования культуры винограда. В кн. Физиология винограда и основы его возделывания. – София: БАН, 1981. Т.1, С.27-52
4. Ефимова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1977.–216 с.
5. Мищенко З.А. Биоклимат дня и ночи. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. –280 с.
6. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Региональная оценка агроклиматических ресурсов на территории Украины и урожай винограда. // Метеорология, климатология и гидрология.1999. Вып.36. С.100-118.
7. Мищенко З.А. Развитие методов разномасштабного агроклиматического районирования территории с учетом микроклимата. // Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища–2002” – Одеса: ТЕС, 2003. С.256-263.
8. Міщенко З.А. Агрокліматична оцінка і районування радіаційно-світлових ресурсів на території України з урахуванням мікроклімату схилів. В книзі Методи оцінки і районування мікрокліматичної мінливості радіаційно-теплових ресурсів України для оптимізації розміщення сільськогосподарських культур. – Київ: Укр..ГМЦ, 2004. С.7-53.
9. Турманидзе Т.И. Климат и урожай винограда. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. –199 с.
10. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. –264 с.
11. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. –247 с.

Комплексне районування агрокліматичних ресурсів продуктивності винограду в Україні. Мищенко З.А.

Подано комплексне районування у середньому масштабі показників радіаційно-теплових ресурсів і вологозабезпеченості рослин на території України. На підставі моделювання подана кількісна оцінка врожаїв винограду різного виду та рівня з прив'язкою до ряду агрокліматичних районів, що виділені на карті. Визначена варіабельність потенційних врожаїв винограду під впливом мікроклімату схилів.

Ключові слова: районування, агрокліматичні ресурси, продуктивність, виноград, мікроклімат схилів.

Complex zoning of agroclimatic resources of the grapes (vine) productivity in Ukraine. Mischenko Z.A.

Complex zoning in average scale indices of plant radiation – thermal resources and plant moisture support on the territory of Ukraine is show. Quantity estimation of different kind and level grapes harvests applying to a number of agroclimatic regions marking on the map on the basis of modeling is given. Variability of potential grapes harvests under the influence of slop microclimate has been defined/

Keywords: zoning, agroclimatic resources, modeling, grapes productivity, slope microclimate

АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ПРОДУКТИВНОСТЬ ОВОЩНЫХ КУЛЬТУР В УКРАИНЕ

Рассматривается влияние погодных условий на темпы развития и формирование урожайности баклажан, сладкого перца, томатов и огурцов в различных почвенно-климатических зонах Украины. Приводятся количественные зависимости продолжительности межфазных периодов от средней температуры воздуха за период и урожайности этих культур от различных агрометеорологических показателей. Рассчитана обеспеченность теплом овощных культур по всем агроклиматическим зонам Украины.

Ключевые слова: *овощные, фазы развития, теплообеспеченность, урожайность, тенденция.*

Введение. Выявление причин колебания урожайности плодовых овощных культур (баклажан, сладких перцев, томатов, огурцов) во времени и по территории, разработка на этой основе количественных показателей, позволяющих с достаточной степенью точности судить о величине возможного урожая в зависимости от условий погоды, складывающихся в конкретные годы в различных почвенно-климатических зонах Украины, является наиболее сложной проблемой, решаемой в современных исследованиях по агрометеорологии.

Овощные культуры в связи с частой сменой сортового состава и большим количеством сортов разной скороспелости являются достаточно сложным объектом для исследований. До настоящего времени количественных связей темпов развития их и урожая с погодными условиями очень мало. Как правило, в имеющихся исследованиях используются показатели тепло и влагообеспеченности за весь вегетационный период или за критический период развития. Однако на растения в течение периода вегетации воздействует целый комплекс неравнозначных условий и его необходимо учитывать.

Наилучшим образом оценку влияния погодных условий на темпы развития и формирование продуктивности сельскохозяйственных культур, возможно, осуществлять с помощью уравнений множественной регрессии продолжительности межфазных периодов и урожая с агрометеорологическими показателями по межфазным периодам развития растений.

Материалы и методы исследования. Целью настоящего исследования является изучение влияния различных факторов в различные периоды развития овощных культур на скорость их развития и формирование урожайности сортов различной скороспелости.

Для решения этой задачи использованы данные Государственных сортоиспытательных участков различных областей различных климатических зон Украины, данные статистических управлений по урожайности баклажанов, огурцов сладких перцев и томатов сортов различной скороспелости, а также наблюдения сети агрометеорологических станций Украины за период с 1966 по 2000 г.г.

Развитию овощеводства в Украине способствует высокое плодородие почв, обилие тепла и света, развитие орошаемого земледелия. Среди овощных культур в Украине наибольшие посевные площади занимают: капуста, огурцы, томаты, сладкие перцы и баклажаны.

Разнообразие природных условий Украины: пестрота почвенного покрова, значительная неоднородность температурно-влажностных условий, пересеченный рельеф привело к тому, что на территории Украины выделено [1] четыре агроклиматических зоны, каждая из которых характеризуется четко ограниченными показателями обеспеченности теплом и влагой.

Этим и объясняется тот факт, что соотношение посевных площадей овощных культур в разных почвенно-климатических зонах Украины неодинаково. В районах южной степи (IV агроклиматическая зона) преобладают посевы баклажан, сладких перцев, томатов, которые отличаются повышенными требованиями к теплу и влаге. В этой зоне овощные культуры возделываются с применением орошения. С продвижением в районы северной степи и лесостепи увеличивается доля посевных площадей капусты и огурцов и уменьшается доля сладких перцев, баклажан, а также томатов позднеспелых сортов. В северной части лесостепной и лесной зонах производственные посевы баклажан, сладких перцев очень незначительны и только раннеспелых сортов. Значительно увеличиваются в этом районе посевные площади огурцов и капусты, а также томатов раннеспелых сортов.

Все рассматриваемые культуры, за исключением огурцов, на территории Украины выращиваются рассадным способом. Опыт выращивания овощных культур показывает, что во всех почвенно-климатических зонах Украины сроки высадки рассады и посева семян в грунт оказывают большое влияние на формирование урожая. Путем выбора сроков посева в грунт семян огурцов и высадки рассады баклажан, сладких перцев и томатов представляется возможным помещать растения в различные погодные условия и выбирать оптимальные для получения высоких урожаев. Наиболее благоприятными сроками для высадки растений в поле являются сроки, когда температурный режим соответствует требованиям растений, что способствует хорошей всхожести семян и приживаемости рассады [1 – 4].

Исследования влияния сроков высадки рассады и ее возраста (в днях) показали, что оптимальным возрастом для высадки в грунт у баклажан и сладких перцев является возраст от всходов до высадки рассады 45 и более дней [1, 2], для томатов – в фазе бутонизации – начала цветения [3, 4]. Для огурцов оптимальная температура почвы после посева должна быть не ниже 12° С является. При соблюдении этих условий зависимость продолжительности межфазного периода от посева до всходов огурцов и от высадки рассады в грунт до начала массового цветения будет определяться только температурным режимом.

И высадка рассады в грунт баклажан, перцев и томатов и посев семян огурцов производятся после перехода температуры воздуха через 13 – 14° С и полной вероятности прекращения заморозков, так как эти культуры плохо переносят снижение температуры воздуха даже до 10° С [1 – 5].

Исследование зависимости темпов развития овощных культур от термического режима в условиях оптимального увлажнения позволили сделать вывод, что оптимальной температурой для произрастания огурцов после всходов является температура воздуха 20 – 23° С, баклажан и сладких перцев после высадки рассады в грунт – 22 – 24° С, томатов – 20 – 22° С. При таких значениях температуры воздуха межфазный период огурцов от посева до всходов составляет 11 – 13 дней; от высадки в грунт до цветения баклажан составляет 38 – 42 дня, сладких перцев 34 – 36 дней и томатов – 22 дня.

В период бутонизации всех овощных культур требования к температурам воздуха повышаются. Так, при температуре воздуха ниже 17° С начинается сильное опадение бутонов у баклажан и перцев, образование бутонов у томатов и огурцов прекращается.

После продолжительного (3 – 6 дней) понижения температуры воздуха ниже 15 – 17° С начинается осыпание бутонов.

Связь продолжительности периода от всходов до цветения огурцов разная за период от всходов до цветения женских цветков и от всходов до цветения мужских цветков и составляет соответственно 40 и 34 дня.

Коэффициенты корреляции продолжительности периодов от всходов до цветения огурцов и от высадки рассады до цветения баклажан, сладких перцев и томатов со средней температурой воздуха за период существенно различаются по сортам для разной скороспелости для всех культур. Следует отметить закономерность уменьшения тесноты связи продолжительности межфазных периодов со средней температурой воздуха за период с продвижением из более северных в более южные районы. В центральных районах Украины и районах северной степи значения коэффициентов корреляции колеблются в пределах от 0,65 до 0,75. В южных районах Украины они составляют 0,45 – 0,56. В аналитической форме связь продолжительности периодов со средней температурой воздуха выражена уравнением прямой линии.

С понижением температуры воздуха продолжительность межфазных периодов от всходов до цветения огурцов и от высадки рассады до цветения баклажан, сладких перцев и томатов возрастает. Также возрастает продолжительность периода от высадки рассады в грунт до цветения у баклажан, сладких перцев и томатов при высадке рассады возрастом меньше 45 дней.

В период от цветения до технической спелости требования овощных культур к термическим условиям возрастают. Оптимальной температурой для развития огурцов в этот период является температура воздуха 23 – 24° С, баклажан – 24 – 27° С, сладких перцев – 23 – 26° С, томатов – 23 – 25° С. При таких средних температурах продолжительность периода колеблется: у огурцов – от 11 до 14 дней, у баклажан – 24 – 26 дней, у сладких перцев – 22 – 24 дня, у томатов – от 12 до 22 дней. Следует отметить, что при высадке рассады в грунт томатов в фазе бутонизации – появление первого цветка, продолжительность периода до начала массового цветения составляет от 10 до 12 дней [5].

На темпы развития овощных культур в период плодообразования влияет колебание температур в течение суток.

Исследование влияния средней дневной и средней ночной температуры воздуха на продолжительность периода цветение – техническая спелость показало, что продолжительность этого периода у этих культур зависит в большей степени от уровня ночных температур. Минимальная ночная температура, необходимая для завязывания плодов, составляет 15° С. При снижении средней ночной температуры ниже 13° С завязывание плодов прекращается. Оптимальными ночными температурами для плодообразования являются температуры 17 – 19° С [1 – 5].

У всех исследуемых культур в зависимости от температурных условий время начала плодообразования может меняться. Конец плодообразования у баклажан и сладких перцев и позднеспелых сортов томатов повсеместно наблюдается при переходе температуры воздуха через 10° С осенью, у огурцов – в конце августа. Средняя продолжительность периода плодоношения колеблется от 48 до 76 дней у огурцов, от 56 до 85 дней у томатов, от 45 до 90 дней у баклажан и сладких перцев. В среднем по агроклиматическим зонам Украины последний сбор огурцов наблюдается в южных районах степной зоны в начале третьей декады августа, в конце августа – начале сентября в северных районах степной и южных районах лесостепной зон, в середине сентября в остальных районах лесостепной и лесной зонах.

Последний сбор баклажан, сладких перцев и томатов наблюдается в лесной и лесостепной зонах в начале сентября, в северных районах степной зоны – в начале второй декады сентября, в южных районах степной зоны – в конце сентября начале октября в зависимости от даты перехода температуры воздуха через 10°C и начала первых заморозков.

Средние урожаи исследуемых овощных культур в Украине изменяются в значительных пределах. В степных районах на орошаемых землях средние урожаи томатов колеблются от 250 до 350 ц/га, сладкого перца – от 220 – 320 ц/га, баклажан – от 150 до 250 ц/га, огурцов – от 160 до 350 ц/га. Наибольшие урожаи овощных наблюдаются в южных степных областях Украины и АР Крым. В восточных областях урожаи составляют 180 – 250 ц/га, 170 – 230 ц/га, 90 – 180 ц/га, 100 – 180 ц/га соответственно. В центральных областях Украины они еще ниже на 50 – 70 ц/га.

На урожайность всех плодовых овощных культур в разных почвенно-климатических зонах оказывают влияние сочетание множества факторов: уровень термического режима в критический период развития, в период плодоношения, в целом за вегетационный период, сроки сева огурцов и сроки высадки рассады в грунт баклажан, перцев и томатов, качество высаживаемой рассады, количество выпадающих осадков и соблюдение режима орошения, своевременность внесения удобрений и пр. В лесостепной и лесной зонах баклажаны, перцы и томаты испытывают недостаток тепла, в северной части степной зоны – недостаток влаги без орошения. В степных районах высокий термический режим (дневные температуры выше $32 - 34^{\circ}\text{C}$) в период завязывания плодов влияет на стерильность пыльцы цветков всех овощных культур.

Временные ряды урожайности овощных культур можно рассматривать как сумму двух составляющих: первая – это урожайность, обусловленная ростом культуры земледелия и вторая – урожайность, обусловленная климатическими факторами. Для оценки изменчивости климатической составляющей урожая используется коэффициент вариации [6].

Расчет коэффициентов вариации климатической составляющей урожайности овощных культур (табл. 1) показал, что значения климатической составляющей для всех овощных культур по экономическим районам подвержены одинаковым закономерностям.

Таблица 1 – Климатическая составляющая изменчивости урожаев овощных культур по экономическим районам Украины

№ п/п	Экономический район	Климатическая составляющая урожая			
		томаты	перцы	баклажаны	огурцы
1.	Северо-западный	0,30	0,32	0,35	0,28
2.	Центральный	0,24	0,25	0,26	0,24
3.	Донецко- Приднепровский	0,22	0,23	0,23	0,22
4.	Юго-Западный	0,19	0,19	0,19	0,19
5.	Южный	0,17	0,16	0,17	0,17

Наименьшая изменчивость климатической составляющей наблюдается у огурцов и она изменяется в направлении с северо-запада на юго-восток постепенно уменьшаясь от 0,28 до 0,17. Наибольшие колебания климатической составляющей урожая наблюдается у баклажан – от 0,35 на северо-западе до 0,17 на юге. Среди

рассматриваемых культур баклажаны отличаются наибольшей требовательностью к теплу.

Были рассчитаны количественные взаимосвязи между отклонениями средних урожаев овощных культур от линий трендов и аномалий среднедекадной температуры воздуха, которые позволили выявить влияние температуры воздуха за период с мая по вторую декаду сентября на урожайность овощных культур по агроклиматическим зонам Украины (рис. 1).

Как видно из рис. 1 влияние среднедекадной температуры воздуха на формирование урожайности наиболее ярко выражено в лесной и лесостепной зонах (рис.1 а, б). На этой территории период наибольшего влияния термического режима на формирование урожайности всех овощных культур приходится на период июль – начало августа. В этих районах высева семян огурцов в грунт и высадка рассады остальных овощных культур производится в конце мая и начале июня, и в течение ближайших двух декад формируются всходы огурцов, и идет приживаемость рассады. Высокие температуры в этот период затрудняют приживаемость рассады.

В областях северной части степной зоны температурный режим играет решающую роль в формировании урожая в конце июня – начале июля (рис.1, в), когда наблюдается массовая бутонизация. В этот период снижение температуры ниже 17° С приводит к сильному опадению образовавшейся завязи.

В областях южной степи, где температурный режим выше в течение всего вегетационного периода, вклад температуры воздуха в формирование урожайности снижается (рис. 1, г).

Наши исследования показали, что влагопотребность всех исследуемых культур высока, в большинстве районов они возделываются при орошении. И только в лесной зоне и некоторых районах лесостепной зоны они возделываются без орошения, только в отдельные годы – с частичным орошением. В степных районах увеличение межполивного периода в период плодоношения до 10 – 15 дней и более при сумме осадков в этот период не превышающей 10 мм также приводит к увеличению осыпавости репродуктивных органов у всех рассматриваемых овощных культур.

Анализ динамики коэффициентов корреляции аномалии урожайности от линий трендов и аномалий среднедекадной температуры воздуха от средней многолетней позволил выделить периоды, когда культуры наиболее требовательны к теплу. Для всех культур этот период наблюдается в период бутонизации и массового цветения. Продолжительность этого периода составляет для всех культур 30 дней – 10 дней до начала массового цветения плюс 20 дней после начала массового цветения.

Темпы развития овощных культур существенно сказываются на их продуктивности. В зависимости от времени наступления фенологических фаз в каждом конкретном году в данном районе урожайность овощных культур значительно изменяется. Поскольку даты наступления зависят от средней температуры воздуха, то и урожайность, следовательно, также находится в большой зависимости от теплообеспеченности как отдельных межфазных периодов, так и всего периода вегетации.

Наибольшее влияние на величину урожая овощных культур оказывает теплообеспеченность критического периода развития, всего вегетационного периода и продолжительность периода плодоношения и его теплообеспеченность. Коэффициенты корреляции урожаев с продолжительностью периода плодоношения у всех культур колеблются в пределах от 0,50 до 0,83; с суммами температур за критический период – от 0,45 до 0,73.

Величина урожаев овощных культур различных по скороспелости сортов пропорциональна сумме температур для огурцов за период от посева до естественное

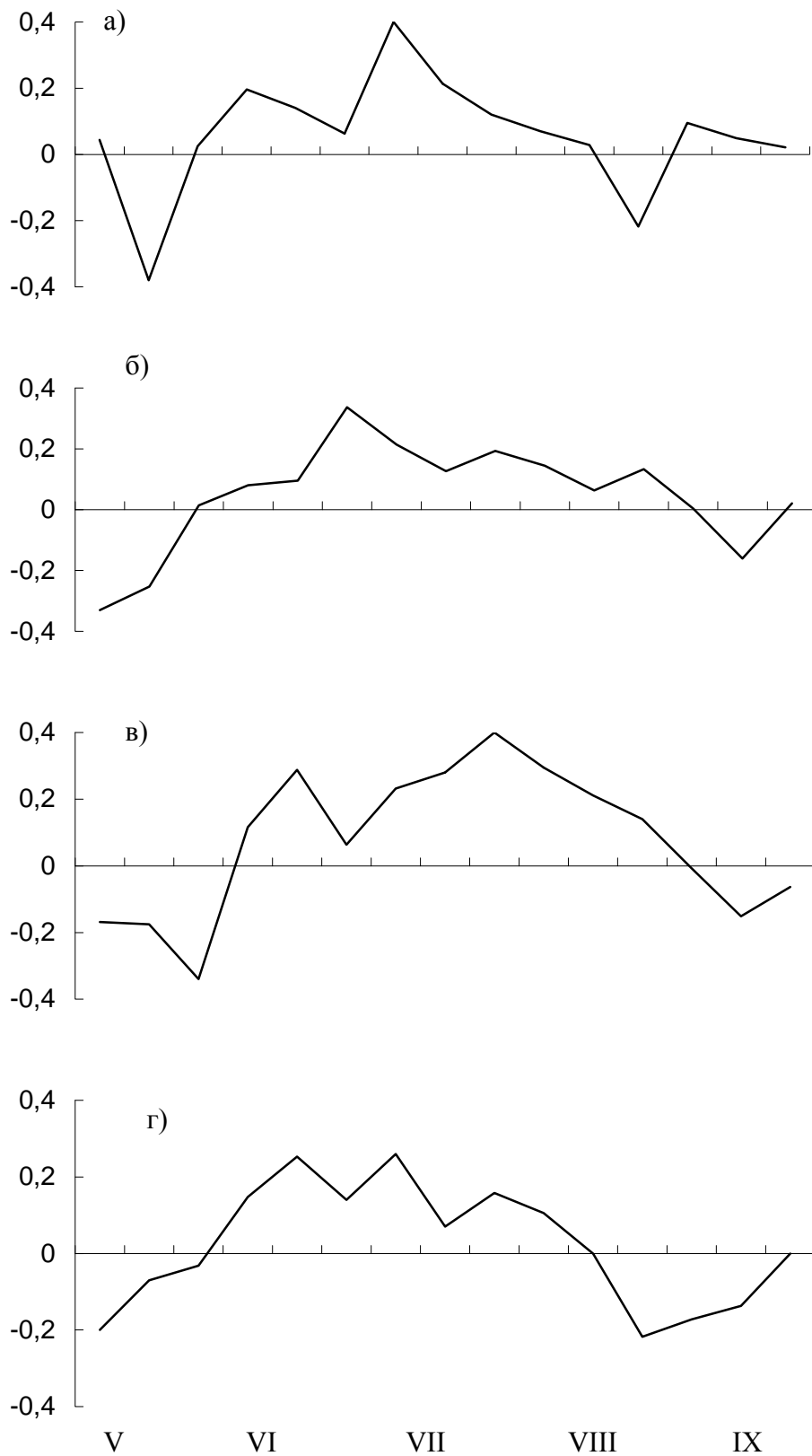


Рис. 1. Динамика коэффициентов корреляции между отклонениями урожайности перца и средней декадной температуры воздуха.
 а – лесная зона; б – лесостепная зона; в – северная часть степной зоны;
 г – южная степ.

завершение плодоношения, для баклажан, сладких перцев и томатов – за период от высадки рассады в грунт до последнего сбора плодов. Связь урожаев плодов с суммами температур за вегетационный период характеризуется коэффициентами корреляции от 0,68 до 0,75 в южных районах и от 0,73 до 0,86 в районах лесной и лесостепной зон. Причем, сортовые различия на тесноте связи практически не сказываются.

В равных условиях термического режима, режима увлажнения и почвенного плодородия урожай определяется биологическими особенностями сортов. Более урожайными будут сорта, обладающие большей урожайностью при равных суммах температур, имеющие более устойчивую продолжительность межфазных периодов до начала периода плодоношения.

Наличие связи урожая рассматриваемых овощных культур с суммами активных температур воздуха за вегетационный период означает, что изменчивость урожая по годам связана с изменчивостью сумм температур. Для характеристики изменчивости сумм температур за тридцатилетний период по всем станциям каждой агроклиматической зоны были определены суммы температур и среднее квадратическое отклонение. Результаты расчетов позволяют сделать вывод, что устойчивость сумм температур возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток Украины. Среднее квадратическое отклонение изменяется от 400 до 200° С соответственно.

Учитывая тот факт, что высадка рассады овощных культур в грунт и высев семян огурцов совпадают с датами перехода температур воздуха через 15° С, то были рассчитаны суммы активных температур выше 15° С и проведено сравнение сумм температур за вегетационный период с суммами температур выше 15° С. Отклонения незначительны. Поэтому суммы температур выше 15° С можно использовать в качестве интегрального показателя благоприятствования температурных условий вегетационного периода для выращивания теплолюбивых овощных культур (табл. 2).

Таблица 2 – Обеспеченность теплом (%) периода вегетации овощных культур по агроклиматическим зонам Украины

Агрокли- матические зоны	Суммы температур выше 15° С						
	2110- 2300	2301- 2500	2501- 2700	2701- 2900	2901 - 3100	3101- 3300	3301- 3500
Лесная	87	81	56	31	18	6	-
Лесостепная	90	82	65	50	30	15	5
Северная степь	100	87	81	56	31	18	10
Южная степь	100	100	100	75	62	31	25

Сопоставление сумм активных температур выше 15° С с датами перехода температуры воздуха через 15° С весной показало, что между ними существует довольно тесная связь (табл. 3)

Поскольку существует тесная связь между урожаями овощных культур и суммами температур за вегетационный период, то полученные уравнения (табл. 3) можно использовать для предварительного прогноза урожаев овощных культур с заблаговременностью почти 3 месяца.

Таблица 3 – Уравнения регрессии и коэффициенты корреляции между датами перехода температуры воздуха через 15° С весной (Д*) и суммами температур за вегетационный период овощных культур (У)

Агроклиматическая зона	Уравнения связи	Число случаев	Коэффициент корреляции
Лесная	$Y = - 28,8 Д + 3370$	136	0,83±0,02
Лесостепная	$Y = -30,4 Д + 3650$	136	0,81± 0,02
Северная степь	$Y = - 29,8 Д + 4050$	156	0,79±0,01
Южная степь	$Y = - 28,8 Д + 4165$	183	0,76 ±0,01

Примечание: вместо даты перехода температуры воздуха через 15° С в уравнениях принимается число дней от первого числа месяца, в котором наблюдается самый ранний переход температуры воздуха через эту дату. Такие уравнения получены для каждого из областных центров всех зон.

Поскольку существует тесная связь между урожаями овощных культур и суммами температур за вегетационный период, то полученные уравнения (табл. 3) можно использовать для предварительного прогноза урожаев овощных культур с заблаговременностью почти 3 месяца.

Выводы. Таким образом, нами исследованы агрометеорологические условия произрастания овощных культур по территории Украины, установлены агрометеорологические показатели развития по межфазным периодам вегетации и в целом за вегетационный период баклажан, огурцов, сладких перцев и томатов, рассчитана теплообеспеченность вегетационного периода по агроклиматическим зонам и установлена аналитическая связь урожайности овощных культур с суммами температур выше 15° С.

Список литературы

1. *Абрамов В.К.* Климат и культура огурца. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. –134 с.
2. *Божко Л.Е.* Влияние температуры воздуха на урожайность перца // Метеорология и гидрология. 1979. – № 6. – С. 85 – 89.
3. *Божко Л.Е., Пыхтина М.А.* Влияние температуры воздуха на темпы развития баклажан и сладкого перца // Метеорология, климатология и гидрология, 1982. – Вып.18. – С. 97 – 102.
4. *Ершова В.Л.* Возделывание томатов в открытом грунте. – Кишинев. – Штиница, 1978. – 289 с.
5. *Алпатьев А.В.* Помидоры. – М.: Колос, 1981. – 304 с.
6. *Полевой А.Н.* Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 185 с.
7. *Шашко Д.И.* Агроклиматические ресурсы СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247 с.

**Агрометеорологические условия и продуктивность овощных культур в Украине.
Божко Л.Е.**

Розглядається вплив погодних умов на темпи розвитку та формування врожайності баклажанів, огірків, солодкого перцю та томатів в різних ґрунтово-кліматичних зонах України. Наводяться кількісні залежності тривалості міжфазних періодів від середньої температури повітря за період та врожайності цих культур від різних агрометеорологічних показників. Розрахована забезпеченість теплом вегетаційного періоду по всіх зонах України.

Ключові слова: *овочеві, фази розвитку, теплозабезпеченість, урожайність, тенденція.*

**Agroclimatic Conditions and Productivity of Vegetable Crops in the Ukraine.
Bozhko L.E.**

Influence of weather conditions on the rates of development and generation of productivity for egg-plant, paprika, tomatoes and cucumbers in various soil-climatic areas of the Ukraine is examined. Quantitative dependences of interphase period duration upon mean temperature of the air for the period as well as capacity of the crops upon various agroclimatic indices are presented. Provision of heat of vegetable crops in all agroclimatic areas of the Ukraine is estimated.

Key words: *vegetable; phases of development; provision of heat; crop capacity; tendencies*

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНОСТИ ЯРОВОГО ЯЧМЕНЯ

Предлагается модель формирования агроэкологических категорий урожайности ярового ячменя в разрезе почвенно-климатических зон Украины, в которую входит отдельный блок стеблеобразования. Определены параметры модели и выполнена проверка ее адекватности.

Ключевые слова: климатические зоны, модель, урожайность, стеблеобразование, яровой ячмень.

Введение. В настоящее время разработано уже довольно много длиннопериодных динамических моделей различных сельскохозяйственных культур, позволяющих оценить рост растения в течение вегетационного периода как результирующую основных физиологических процессов. При построении многих длиннопериодных динамических моделей используется методология, разработанная Россом [1, 2], Тоомингом [4, 5], Торнли [6], а также сформулированные этими авторами принципы моделирования ряда физиологических процессов.

Повышение продуктивности сельскохозяйственных культур неразрывно связано с проблемой оценки агроклиматических ресурсов территории и рациональным размещением посевов. Только максимальное совпадение биологических требований сельскохозяйственных культур и агроклиматических условий может привести к получению высоких и устойчивых урожаев. Изменение условий климата неизбежно влечет за собой изменение продуктивности сельскохозяйственных культур и необходимость новой оценки возможности их размещения, возделывания и рационального использования изменившихся агроклиматических ресурсов.

Материалы и методы исследования. Целью являлось изучение влияния агрометеорологических условий на темпы развития формирования стеблестоя и продуктивности ярового ячменя, оценка агроклиматических ресурсов Украины применительно к возделыванию этой культуры.

Работа выполнялась на основании комплексного подхода с использованием экспериментально-полевого метода исследований, корреляционного и регрессионного анализов, методов анализа временных рядов, аппарата математического моделирования продукционного процесса растений.

В качестве исходной информации использовались данные наблюдений на сети гидрометеорологических и агрометеорологических станций Украинской Гидромесслужбы; сведения из "Справочника по климату СССР" и "Довідника з агрокліматичних ресурсів України. Серія 2. Частина 2"; материалы статистических управлений по урожайности ярового ячменя за период 1966 – 1999 гг.; данные государственных сортоиспытательных участков.

В поисках путей оценки агроклиматических ресурсов конкретных культур многие исследователи пришли к выводу, что лучшим интегральным показателем степени благоприятности почвенно-климатических условий территории применительно к этим культурам является их продуктивность.

Результаты исследований и их анализ. В предлагаемом нами варианте агроклиматической модели продуктивности сельскохозяйственных культур использована концепция Х. Г. Тооминга о потенциальной и действительно возможной урожайности, а также сформулированные в работах А.Н. Полевого [7] положения о

моделировании влияния факторов внешней среды на урожайность сельскохозяйственных культур. Потенциальная урожайность (ПУ) представляет собой урожайность, которая обеспечивается приходом энергии фотосинтетически активной радиации (ФАР) при оптимальных в течение вегетационного периода растения значениях климатических факторов, а метеорологически возможная урожайность (МВУ) – урожайность, определяемая потенциальной урожайностью и лимитирующим действием режима климатических факторов в течение вегетации. При формировании действительно возможной урожайности (ДВУ) ее уровень ограничивается уровнем естественного плодородия почвы. Получение уровня хозяйственной урожайности (УП) лимитируется уровнем культуры земледелия.

Расчет этих четырех характеристик в несколько модифицированном виде, а также стеблеобразования в течение периода вегетации составляет основу варианта предлагаемой нами модели, ориентированной на оценку продуктивности агроклиматических ресурсов применительно к возделыванию ярового ячменя, а также на оценку изменения продуктивности растений при возможных изменениях климата.

Структура модели и описание блоков модели приведено в работе [8]. Остановимся на описании блока расчета агроэкологических категорий урожайности.

В основе модели лежит оценка уровня потенциальной урожайности:

$$ПУ^{j+1} = ПУ^j + \frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t}, \quad (1)$$

где $\frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t}$ – прирост потенциальной урожайности за декаду, г/м² · дек; j – номер расчетной декады.

Приращение потенциальной урожайности за декаду определяется в зависимости от интенсивности ФАР и биологических особенностей культуры с учетом изменения способности растений к фотосинтезу в течение вегетации:

$$\frac{\Delta ПУ^j}{\Delta t} = \alpha_\phi^j \frac{\eta \cdot Q_{\text{фар}}^j \cdot d\nu^j}{q}, \quad (2)$$

где α_ϕ – онтогенетическая кривая фотосинтеза; η – КПД посевов, отн.ед.; $Q_{\text{фар}}$ – сумма ФАР за один день расчетной декады, кДж/см² · сут.; $d\nu$ – число дней в расчетной декаде, сут.; q – калорийность, кДж/г.

Опишем динамику стеблестоя ярового ячменя в период от фазы 3-го листа до восковой спелости. При этом динамика общего количества стеблей будет определяться начальным количеством стеблей, максимально возможным увеличением количества стеблей при кущении и естественной редукцией их в период после колошения:

$$СтПУ^{j+1} = СтПУ^j + \frac{\Delta СтПУ^j}{\Delta t} - \frac{\Delta РСтПУ^j}{\Delta t}, \quad (3)$$

где $\Delta\text{СтПУ}$ – количество стеблей на уровне ПУ, стебл./м²; $\frac{\Delta\text{СтПУ}}{\Delta t}$ – приращение стеблей на уровне ПУ, стебл./м² · дек.; $\frac{\Delta P\text{СтПУ}}{\Delta t}$ – интенсивность естественной редукции стеблей, стебл./м² · дек.

Скорость кушения определяется как произведение максимально возможной скорости кушения и относительной скорости увеличения количества стеблей:

$$\frac{\Delta\text{СтПУ}}{\Delta t} = \frac{\Delta\text{СтПУ}_{\max}}{\Delta t} \cdot \beta_{\text{ст}}^j, \quad (4)$$

где $\Delta\text{СтПУ}_{\max}$ – максимально возможное приращение количества стеблей, определяемое потенциальными возможностями культуры, стебл./м² · дек.; $\beta_{\text{ст}}^j$ – относительная скорость кушения (отн.ед.), описываемая нами как первая производная логистической кривой:

$$\beta_{\text{ст}}^j = \frac{2,3 \cdot \left(\frac{2}{0,5 \cdot \sum t_{\text{ст}_1}} \right) \cdot 10^{\left(2 - \left(\frac{2}{0,5 \cdot \sum t_{\text{ст}_1}} \right) \right)}}{1 + 10^{\left(2 - \left(\frac{2}{0,5 \cdot \sum t_{\text{ст}_1}} \right) \right) \cdot TS_2}}, \quad (5)$$

где $\sum t_{\text{ст}_1}$ – критическая сумма температуры воздуха для процесса кушения.

Естественная редукция стеблей определяется как произведение максимально возможной редукции стеблей и относительной скорости редукции:

$$\frac{\Delta P\text{СтПУ}^j}{\Delta t} = \beta_{\text{ред}}^j \cdot \frac{\Delta P\text{СтПУ}_{\max}}{\Delta t}, \quad (6)$$

где $\beta_{\text{ред}}^j$ – относительная скорость редукции стеблестоя, отн.ед.; $\frac{\Delta P\text{СтПУ}_{\max}}{\Delta t}$ – максимально возможная редукция стеблей, стебл./м² · дек.

На формирование стеблестоя значительное влияние оказывает влаготемпературный режим. Приращение стеблестоя на уровне МВУ будет представлять собой приращение стеблестоя на уровне ПУ с учетом влияния ограничивающих кушение факторов термического режима и влагообеспеченности:

$$\frac{\Delta\text{СтМВУ}^j}{\Delta t} = \frac{\Delta\text{СтПУ}^j}{\Delta t} \cdot (FT_{\text{ст}}^j \cdot FW_{\text{ст}}^j)^{0,5}, \quad (7)$$

где $\Delta\text{СтМВУ}$ – скорость увеличения количества стеблей с учетом влияния температуры воздуха и условий влагообеспеченности, стебл./м² · дек.; $FT_{\text{ст}}$ – функция влияния температуры воздуха на процесс кушения, отн.ед.; $FW_{\text{ст}}$ – функция влияния влагообеспеченности на процесс кушения, отн.ед.

Динамика стеблестоя на уровне МВУ описывается уравнением:

$$C_{\text{ТМВУ}}^{j+1} = C_{\text{ТМВУ}}^j + \frac{\Delta C_{\text{ТМВУ}}^j}{\Delta t} - \frac{\Delta PC_{\text{ТМВУ}}^j}{\Delta t}, \quad (8)$$

где $C_{\text{ТМВУ}}$ – количество стеблей на единицу площади на уровне МВУ, стебл./м² · дек.; $\frac{\Delta PC_{\text{ТМВУ}}}{\Delta t}$ – скорость деградации стеблей за счет воздействия неблагоприятных погодных условий, стебл./м² · дек., которая находится по выражению:

$$\frac{\Delta PC_{\text{ТМВУ}}^j}{\Delta t} = \frac{\Delta PC_{\text{ТПУ}}_{\text{max}}}{\Delta t} \cdot (FT_{\text{ред}}^j \cdot FW_{\text{ред}}^j)^{0,5}, \quad (9)$$

где $\Delta PC_{\text{ТПУ}}_{\text{max}}$ – максимально возможная редукция стеблей, стебл./м² · дек.; $FT_{\text{ред}}, FW_{\text{ред}}$ – функции влияния соответственно температуры воздуха и влажности почвы на редукцию стеблестоя, отн.ед.

Формирование действительно возможной урожайности ограничивается уровнем естественного плодородия почвы:

$$\frac{\Delta ДВУ^j}{\Delta t} = \frac{\Delta МВУ^j}{\Delta t} \cdot B_{\text{пл}}, \quad (10)$$

где $\frac{\Delta ДВУ^j}{\Delta t}$ – прирост действительно возможной урожайности, г/м² · дек.; $B_{\text{пл}}$ – балл почвенного бонитета, отн.ед.

Приращение стеблей на уровне ДВУ рассматривается как приращение стеблей на уровне МВУ с учетом влияния балла почвенного плодородия.

$$\frac{\Delta C_{\text{ТДВУ}}^j}{\Delta t} = \frac{\Delta C_{\text{ТМВУ}}^j}{\Delta t} \cdot (B_{\text{пл}})^{0,5}, \quad (11)$$

где $\Delta C_{\text{ТДВУ}}$ – приращение стеблей на уровне ДВУ, стебл./м² · дек.

Редукция стеблей усиливается за счет уровня плодородия почвы:

$$\frac{\Delta PC_{\text{ТДВУ}}^j}{\Delta t} = \frac{\Delta PC_{\text{ТМВУ}}^j}{\Delta t} \cdot (1/B_{\text{пл}})^{0,5}, \quad (12)$$

где $\frac{\Delta PC_{\text{ТДВУ}}}{\Delta t}$ – интенсивность естественной редукции стеблей, стебл./м² · дек.

На уровне ДВУ формирование стеблестоя может быть описано уравнением:

$$C_{\text{ТДВУ}}^{j+1} = C_{\text{ТДВУ}}^j + \frac{\Delta C_{\text{ТДВУ}}^j}{\Delta t} - \frac{\Delta PC_{\text{ТДВУ}}^j}{\Delta t}, \quad (13)$$

где $C_{\text{ТДВУ}}$ – количество стеблей на уровне ДВУ, стебл./м² · дек.

Получение уровня хозяйственной урожайности ограничивается реально существующим уровнем культуры земледелия и эффективностью внесенных минеральных и органических удобрений:

$$\frac{\Delta УП^j}{\Delta t} = \frac{\Delta ДВУ^j}{\Delta t} \cdot k_{земл} \cdot FW_{ef}^j, \quad (14)$$

где $\frac{\Delta УП^j}{\Delta t}$ – прирост урожайности в производстве, г/м² · дек.; $k_{земл}$ – коэффициент, который характеризует уровень культуры земледелия и хозяйственной деятельности, отн. ед.; FW_{ef} – функция эффективности внесения органических и минеральных удобрений в зависимости от условий влагообеспеченности декад вегетации, отн. ед.

Эта функция находится как произведение функции влияния влажности почвы на эффективность внесения удобрений и функции обеспеченности посевов органическими и минеральными удобрениями.

В условиях УП приращение количества стеблей будет ограничиваться уровнем культуры земледелия и эффективностью внесенных удобрений:

$$\frac{\Delta СтУП^j}{\Delta t} = \frac{\Delta СтДВУ^j}{\Delta t} \cdot (k_{земл} \cdot FW_{ef}^j)^{0,5}, \quad (15)$$

где $\frac{\Delta СтУП^j}{\Delta t}$ – приращение количества стеблей на уровне УП, стебл./м² · дек.

Деградация стеблей зависит от уровня культуры земледелия и усиливается при низкой эффективности внесения удобрений:

$$\frac{\Delta PCтУП^j}{\Delta t} = \frac{\Delta PCтДВУ^j}{\Delta t} \cdot [1/(k_{земл} \cdot FW_{ef}^j)]^{0,5}, \quad (16)$$

где $\Delta PCтУП$ – скорость деградации стеблей за счет воздействия неблагоприятных погодных условий, стебл./м² · дек.

Таким образом, динамика стеблестоя на уровне УП опишется уравнением:

$$СтУП^{j+1} = СтУП^j + \Delta СтУП^j - \Delta PCтУП^j, \quad (17)$$

где $СтУП$ – количество стеблей на уровне УП, стебл./м² · дек.

Кустиность на уровне ПУ, МВУ, ДВУ, УП рассчитывается как отношение числа стеблей к их числу на начало расчета.

Важным показателем продуктивности посевов сельскохозяйственных культур является коэффициент хозяйственной эффективности урожая $K_{хоз}$, выражающий отношение количества сухой фитомассы хозяйственной части урожая (зерно, клубни, початки, плоды и т.д.) к массе общей сухой фитомассы. Коэффициент хозяйственной эффективности зависит от сорта сельскохозяйственных культур и агрометеорологических условий.

С учетом этого показателя вычисляются различные агроэкологические категории урожая зерна при его стандартной влажности:

$$ПУ_{зерна} = ПУ \cdot K_{хоз} \cdot 1.14 \cdot 0.1, \quad (18)$$

$$МВУ_{зерна} = МВУ \cdot K_{хоз} \cdot 1.14 \cdot 0.1, \quad (19)$$

$$ДВУ_{зерна} = ДВУ \cdot K_{хоз} \cdot 1.14 \cdot 0.1, \quad (20)$$

$$УП_{зерна} = УП \cdot K_{хоз} \cdot 1.14 \cdot 0.1, \quad (21)$$

где $ПУ_{зерна}$, $МВУ_{зерна}$, $ДВУ_{зерна}$, $УП_{зерна}$ – агроэкологические категории урожая зерна, ц/га.

Как уже указывалось $K_{хоз}$, зависит от вида сорта сельскохозяйственных культур и от агрометеорологических условий.

Например, $K_{хоз}$ озимой пшеницы в условиях Полтавской области варьируется от 13 до 53%. Из причин, снижающих $K_{хоз}$, прежде всего следует отметить засуху и полегание растений. При высокой общей продуктивности фотосинтеза и высоком приросте общей сухой фитомассы снижение $K_{хоз}$ обусловлено ухудшением условий ФАР внутри посева при интенсивном вегетативном росте растений, высокорослостью растений и недостаточной обеспеченностью растений питательными веществами при высокой влажности почвы [4].

Минеральные элементы при дробном и дифференцированном применении повышают $K_{хоз}$ и качество урожая [3]. Совместное внесение азота и фосфора, усиленное фосфорное питание, а также бор и марганец способствуют повышению $K_{хоз}$, тогда как усиленное азотное питание и медь снижают $K_{хоз}$ отдельных культур. Анализ [4] полученных уникальных данных опытов с озимой рожью и пшеницей на Полтавской опытной станции в течение 71 года позволяет сделать некоторые достаточно общие выводы, касающиеся и других сельскохозяйственных культур:

1. В ходе селекции урожай как общей сухой фитомассы, так и зерна постепенно повышается, при этом отмечается тенденция роста $K_{хоз}$;
2. Показатель $K_{хоз}$ снижается при очень низком и при достаточно высоком накоплении фитомассы, однако, при некотором среднем значении фитомассы он достигает наибольшей величины.

Таким образом, высокий уровень накопления общей фитомассы является, с одной стороны, базой для создания высокого урожая зерна, с другой – часто ведет к снижению коэффициента хозяйственной эффективности посевов $K_{хоз}$. Следовательно, уровень хозяйственно ценной части урожая не всегда пропорционален значению КПД, рассчитанному по общей сухой фитомассе. Поэтому наряду с КПД посева η , рассчитанным по общей сухой фитомассе, иногда можно рассматривать отдельно КПД хозяйственно ценной части урожая за вегетационный период [4]:

$$\eta_{хоз} = \frac{qm_{хоз}}{\sum Q_{фар}}, \quad (22)$$

где $m_{хоз}$ – сухая фитомасса хозяйственно ценной части урожая, г/см²; q – калорийность урожая, кДж/г; $\sum Q_{фар}$ – сумма ФАР за вегетационный период, кДж/см².

Таким образом, $\eta_{хоз}$ – это доля ФАР, запасенная в течение вегетационного периода в фитомассе хозяйственно ценных органов растений. КПД, рассчитанный по общей сухой фитомассе, и $\eta_{хоз}$ связаны соотношением:

$$\eta_{хоз} = \eta K_{хоз}. \quad (23)$$

Следовательно, чтобы обеспечить высокие значения КПД хозяйственно ценной части урожая, получения новых сортов и все агротехнические приемы должны быть направлены на обеспечение высокого показателя $K_{хоз}$ при высоком значении КПД общей фитомассы посева.

Выводы. Формулы (1 – 23) позволяют определить различные агроэкологические категории урожайности ярового ячменя в условиях Украины и выделить четыре типа агрометеорологических условий, определяющих динамику кустистости и густоту продуктивного стеблестоя.

Список литературы

1. Росс Ю. К. Система уравнений для количественного роста растений //В кн.: Фитоактинометрические исследования растительного покрова. – Таллин: Валгус, 1967. – С.64–88.
2. Росс Ю.К. К математическому описанию роста растений. – ДАН АН СССР, 1966, 171, № 2. – С. 481 – 483.
3. Берлянд Т.Г. Распределение солнечной радиации на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 227 с.
4. Тооминг Х. Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.
5. Тооминг Х. Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.
6. Thornley J. H.M. Mathematical models in plant physiology. A quantitative approach to problems in plant and crop physiology. – London; New York: Acad. Press, 1976, p. 318.
7. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
8. Барсукова Е.А. Агроклиматические ресурсы продуктивности ярового ячменя //Дис. на соискание ученой степени к.г.н. – Одесса. 2004. – 285 с.

Модель формування продуктивності ярого ячменю. Барсукова О.А.

Пропонується модель формування агроекологічних категорій урожайності ярого ячменю у розрізі ґрунтового-кліматичних зон України, в яку входить окремий блок стебло утворення. Визначені параметри моделі і виконана перевірка її адекватності.

Ключевые слова: кліматичні зони, модель, урожайність, стеблоутворення, ярий ячмінь.

A model of spring barley productivity formation. Barsukova E.A.

A model for shaping up agroecological categories of spring barley productivity in the context of soil-climatic zones of the Ukraine with an accompanying separate block of stem formation is suggested. Parameters of the model are defined and verification of its adequacy is performed.

Keywords: climatic zones, model, productivity, stem formation, spring barley.

ПЕРИОД ПОСЕВ – ВСХОДЫ РАСТЕНИЙ И БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Рассматривается проблема описания, расчета и прогнозирования длительности периода посев-всходы сельскохозяйственных культур. Решение этих вопросов опирается на подход, представляющий собой проблему биологического времени растений. Получено расчетное итерационное уравнение учета комплекса агрометеорологических факторов, влияющих на длительность периода посев-всходы, на основе разложения в ряд Тейлора. При этом, учтены основные процессы онтогенеза: фотосинтез и дыхание растений.

Ключевые слова: *биологическое время, фотосинтез, дыхание, логистическая кривая, рост, развитие, продукционный процесс.*

Введение. Проблеме описания, расчета и прогнозирования длительности периода посев-всходы растений в зависимости от агрометеорологических факторов уделено достаточно большое количество работ. Это, прежде всего работы Шиголева А.А., Улановой Е.С., Дмитренко В.П., Полевого А.Н., Сиротенко О.Д. и других. Исследование продолжительности периода посев-всходы проводились различными методами. Используемые методы условно можно разделить на два направления: 1. Исследование методами теории вероятностей и математической статистики и 2. Математическое моделирование. Согласно первому направлению исследований были установлены основные факты зависимости продолжительности периода посев-всходы от агрометеорологических факторов. Прежде всего, было установлено, что длительность периода посев-всходы зависит от температуры и влажности почвы. Согласно второму направлению проводились различные математические расчеты продолжительности периода посев-всходы. Отметим, что единого подхода к проблеме описания длительности этого межфазного периода до сих пор нет. Нет так же подхода, который полноценно удовлетворил бы проблемы математического описания продукционного процесса растений. До сих пор в математических моделях продукционного процесса растений превалирует подход, опирающийся на метод сумм эффективных температур. Это метод считается наиболее надежным и используется в оперативной практике обслуживания сельскохозяйственного производства. Однако метод сумм эффективных температур, несмотря на свою надежность, не учитывает влияние влажности почвы на скорость прохождения периода посев-всходы. **Цель** этой работы - предложить единый подход к проблеме описания, расчета и прогнозирования продолжительности периода посев-всходы. К **задачам** данной работы следует отнести решение проблемы описания длительности периода посев-всходы в зависимости от комплекса агрометеорологических факторов на основе единого подхода.

Материалы и методы исследования. Решение проблемы описания длительности периода посев-всходы опирается на подход, изложенный в работах [1,2]. В этих работах изложены основные, начальные факты проблемы биологического времени растений. Отправной точкой исследований, изложенных в [1,2], является факт различной длительности онтогенеза при различных сочетаниях агрометеорологических факторов. В этих работах наступление фенологических фаз развития рассматривается

как осуществление определенных событий в организме растения. При этом, рассматривается двухмерное временное пространство организма растения в котором происходит циркуляция биологического времени. В качестве первого приближения рассматривается циркуляция биологического времени по окружности, имеющей определенный временной размер. Опираясь на этот подход, была получена теоретическая логистическая кривая. Эта кривая, с одной стороны, описывает нормированный рост общей биомассы растений, а с другой стороны характеризует скорость течения биологического времени растений.

Для комплексного решения поставленных в этой работе задач мы будем использовать следующую схему. Согласно работам [1,2], биологическое время растения изменяется в соответствии с характером изменения нормированной логистической кривой роста общей биомассы μ . Эта логистическая кривая в начальный отрезок времени (близкий к точке 0) имеет характер стремления слева к нулю. То есть, рост начинается с некоторого минимального значения $T_{сем}$, соответствующее биологическому времени, присутствующему в семени растений. Нам остается продифференцировать логистическую кривую по переменной времени два раза и подставить эти производные в формулу разложения функции в ряд Тейлора [3]. При этом, необходимо ввести функции влияния температуры и влажности почвы на полученные приращения. Рассмотрим эту схему более подробнее.

Теоретическая логистическая кривая, согласно работе [2], имеет вид:

$$\mu = -\frac{1}{2\pi} \sin(2\pi \cdot T) + T, \quad (1)$$

где: μ - нормированная логистическая кривая роста общей биомассы растения, отн. ед., изменяется в целом от 0 до 1; T – биологическое время растения, отн. ед. биол. времени, где весь онтогенез составляет отрезок времени от 0 до 1.

Первая производная логистической кривой по времени, характеризующая прохождение процесса фотосинтеза в течении онтогенеза [2], имеет вид:

$$\mu' = -\cos(2\pi \cdot T) + 1. \quad (2)$$

Вторая производная логистической кривой по времени, характеризующая прохождение процессов дыхания в течении онтогенеза [2], имеет вид:

$$\mu'' = 2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T). \quad (3)$$

Теперь запишем разложение функции μ (1) в ряд Тейлора [3]:

$$T_{всх} = T_{сем} + \Delta T [-\cos(2\pi \cdot T_{сем}) + 1] + \frac{1}{2} \Delta T^2 [2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T_{сем})], \quad (4)$$

где: $T_{всх}$ – биологическое время, соответствующее периоду посев-всходы, отн. ед. биол. времени, изменяется от некоторого малого $T_{сем}$ до $T_{квсх}$, где $T_{квсх}$ соответствует биологическому времени на момент всходов, отн. ед. биол. времени; $T_{сем}$ – биологическое время, соответствующее семенам, отн.ед. биол. времени; ΔT – приращение биологического времени согласно формуле Тейлора, отн. ед. биол. времени.

Мы, в уравнении (4), воспользовались разложением в ряд Тейлора до первых двух членов. При этом, будем считать ошибку оставшихся членов разложения несущественной. В уравнении (4), так же, не введен суточный расчет и влияние комплекса агрометеорологических факторов на скорость развития, а так же не зафиксирована величина соответствующая максимальному приращению биологического времени при оптимальных значениях агрометеорологических факторов. Для этого мы перепишем уравнение (4) с необходимыми поправками:

$$T_{всх} = T_{сем} + \Delta T_{max} \cdot n^j \cdot U_{tw}^j \cdot [-\cos(2\pi \cdot T_{сем}) + 1] + \frac{1}{2} (\Delta T_{max})^2 \cdot (n^j)^2 \cdot (U_{tw}^j)^2 \cdot [2\pi \cdot \sin(2\pi \cdot T_{сем})] \quad (5)$$

где: ΔT_{max} – максимальное приращение биологического времени, соответствующее одним расчетным суткам, отн. ед. биол. времени·сут⁻¹; n – число расчетных суток, изменяется нарастающим итогом; U_{tw} – функция влияния комплекса агрометеорологических факторов на скорость течения биологического времени, отн. ед; j – номер расчетных суток периода посев-всходы.

Величина ΔT_{max} характеризует максимальную скорость изменения биологического времени за одни расчетные сутки при оптимальных значениях агрометеорологических факторов. Эта величина соответствует тому же значению ΔT_{max} , что и в целом, за весь период онтогенеза. Число расчетных суток n характеризует все приращение биологического времени для всего периода посев-всходы и увеличивается с каждой итерацией на одну единицу, соответствующее одним суткам расчета. Расчет проводится до момента накопления величины $T_{квсх}$.

Рассмотрим теперь функцию влияния комплекса агрометеорологических факторов на скорость течения биологического времени U_{tw} . В период посев-всходы одним из важнейших процессов питания растения является материнское питание из прорастающего семени. Поэтому уровень почвенного питания оказывает незначительное влияние на весь изучаемый период. Прорастание семени происходит в некотором почвенном слое, точнее на глубине заделки семян. Поэтому влияние светового фактора исключается. Фактор света начинает влиять только лишь с переходом питания растения от гетеротрофного к автотрофному, то есть при выходе семядолей на поверхность почвы. Выход семядолей на поверхность почвы является заключительным моментом в периоде посев-всходы. Таким образом, основное влияние на продолжительность изучаемого периода оказывают факторы тепла и влаги. Их влияние в продукционном процессе растений описывается функциями влияния температуры воздуха и влажности почвы на процесс фотосинтеза [4,5]. Эти функции оказывают основное влияние на скорость накопления общей биомассы растений. Мы будем использовать эти функции по следующим соображениям: 1. Продукционный процесс растений в период посев-всходы данной культуры характеризуется теми же особенностями, что и в целом, за весь вегетационный период; 2. Элементы процесса фотосинтеза и дыхания в период посев-всходы компенсируются материнским питанием семени. Это дает основания целиком и полностью использовать функции влияния температуры, и влажности почвы, как функции, определяющие влияние комплекса агрометеорологических факторов на скорость накопления общей биомассы и, следовательно, на скорость течения биологического времени в период посев-всходы. При этом, функция U_{tw} , согласно разложению в ряд Тейлора, имеет накапливающееся значение за весь расчетный период. То есть, в первые сутки расчета мы принимаем функцию U_{tw} как текущее значение. Во вторые сутки расчета мы находим среднее значение функции U_{tw} за прошедшие двое суток роста и развития культуры. За третьи сутки – мы находим среднее значение уже за прошедшие трое суток роста и развития культуры. И в целом, функция U_{tw} находится как среднее за прожитый и текущий период роста и развития культуры.

Температурная и влажностная кривые имеют вид:

$$U_{tw}^j = \left\{ 1 - a_t \cdot t_{opt}^2 (t_s^j - 1)^2 \right\} \cdot \left\{ 1 - a_w \cdot W_{opt}^2 (W_s^j - 1)^2 \right\}, \quad (6)$$

где:

$$t_s^j = \frac{t_{сум}^j}{t_{opt}}; \quad W_s^j = \frac{W_{0-20}^j}{W_{opt}}$$

$t_{сум}$ – температура почвы на глубине заделки семян, °С; W_{0-20} – запасы продуктивной влаги в почве в верхнем, 20-и см слое, мм; t_{opt} – оптимальная температура почвы, характеризующая максимальную скорость прохождения периода посев-всходы, °С; W_{opt} – оптимальные запасы продуктивной влаги в слое почвы 0-20 см, характеризующие максимальную скорость прохождения периода посев-всходы, мм; a_t , a_w – параметры квадратных уравнений температурной и влажностной кривой фотосинтеза.

Следует отметить, что предложенные функции влияния комплекса агрометеорологических факторов U_{tw} (6) представляют собой функции, используемые для культуры подсолнечника. Для других сельскохозяйственных культур следует использовать соответствующие этим культурам, функции U_{tw} .

Таким образом, полученное уравнение (5) описывает наступление фазы «всходы» в соответствии с предложенным подходом к проблеме биологического времени.

Результаты исследования и их анализ. В полученном уравнении (5) описано влияние комплекса агрометеорологических факторов, представленных факторами тепла и влаги, на скорость прохождения периода посев-всходы. При этом, параметр ΔT_{max} характеризует максимальную скорость развития данной культуры. Уравнение (5) описывает не только начальный уровень температуры внешней среды и начальный уровень влажности почвы, влияющие на скорость прохождения периода посев-всходы, но и во всей границе толерантности используемых факторов. При этом, если уровень внешней среды U_{tw} , приблизится к верхней границе толерантности, то произойдет замедление процессов роста и развития данной культуры, в соответствии с исследованиями Л.Н.Бабушкина [6], проведенных в условиях Узбекистана.

Следует отметить, что уравнение (5) представлено двумя составляющими. Эти составляющие соответствуют процессам 1. Фотосинтезу и 2. Дыханию рассматриваемой культуры. В этом смысле не является целесообразным продолжать разложение уравнения (5) в ряд Тейлора для других, оставшихся членов.

Таким образом, предложенный подход к описанию скорости прохождения периода посев-всходы представляет собой процесс, который учитывает две, основные составляющие производственного процесса растений в целом.

В заключение можно отметить, что предложенный подход к описанию и расчету продолжительности периода посев-всходы целиком и полностью сочетается с общим подходом к проблеме биологического времени, изложенным в работах [1,2].

Выводы. 1. Предложено итерационное уравнение расчета и прогнозирования продолжительности периода посев-всходы сельскохозяйственных культур. 2. В предложенном уравнении использован комплекс агрометеорологических факторов, влияющих на длительность периода посев-всходы. 3. Учтены основные составляющие производственного процесса растений: фотосинтез и дыхание.

Список литературы

1. Наумов М.М. Векторный характер биологического времени растений. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, Міжвід. наук. зб України, -2004, Вип. 48, С. 226-234.
2. Наумов М.М. Векторный характер биологического времени растений. Циркуляция биологического времени. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, Міжвід. наук. зб України, -2005, Вип. 49, С. 328-339.
3. Смирнов В.И. Курс высшей математики. – Москва, Гос. из-во тех.-теоретич. литературы. -1957, Т. 1, -478 С.
4. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. –Ленинград, Гидрометеиздат, -1983, -175 С.
5. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. –Ленинград, Гидрометеиздат, -1981, -167 С.
6. Бабушкин Л.Н. Оценка влияния погоды на скорость развития хлопчатника и других сельскохозяйственных культур и методы прогнозов наступления основных фаз развития их в условиях Узбекистана. Методические указания ЦИПа, -1951, Вып.16, -47 С.

Період посів-сходи рослин і біологічний час. Наумов М.М.

Розглядається проблема опису, розрахунку і прогнозування тривалості періоду посів-сходи сільськогосподарських культур. Рішення цих питань спирається на підхід, що є проблемою біологічного часу рослин. Було отримано розрахункове ітераційне рівняння обліку комплексу агрометеорологічних чинників, що впливають на тривалість періоду посів-сходи, на основі розкладання в ряд Тейлора. При цьому, були враховані основні процеси онтогенезу: фотосинтез і дихання рослин.

Ключові слова: біологічний час, фотосинтез, дихання, логістична крива, зростання, розвиток, продукційний процес.

Period sowing-shoots of plants and biological time. Naumov M.M.

The problem of description, evaluation and prognostication of duration for sowing-shoots period of agricultural cultures is examined. The solution to the problem is founded on an approach being a problem of biological time of plants. Iterative computation equation for consideration of a complex of agrometeorological factors affecting the duration of sowing-shoots period is derived on the basis of expansion in Taylor's series. Thus, the basic processes of ontogenesis, photosynthesis and plant respiration, are taken account of.

Keywords: biological time, photosynthesis, respiration, logistic curve, growth, development, productional process.

Л. В. Щербак, к. з. н.

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут

МЕТОД ПРОГНОЗУ СЕРЕДНЬОЇ РАЙОННОЇ УРОЖАЙНОСТІ ЦУКРОВОГО БУРЯКУ В УКРАЇНІ

Представлено метод прогнозу урожайності цукрового буряку по адміністративних районах України. Його основою є модель В.П. Дмитренка, яка враховує господарський максимум урожайності, коефіцієнти продуктивності за температурою повітря і кількістю опадів та інші додаткові показники. Середня справджуваність методу прогнозу за виробничими випробуваннями склала 82%.

Ключові слова: *прогноз, урожайність, продуктивність, справджуваність.*

Вступ. На сьогодні існують ряд методів прогнозу урожайності різних культур озимих, ярих та інших. Найбільш повно питання про сучасний стан прогнозування урожайності викладено в [1]. Для цукрового буряку розроблено метод прогнозу урожайності по території області. Разом з тим зросли потреби знання більш детального розподілу урожайності в її адміністративних районах. На сьогодні в Україні відсутня методика прогнозу цукрового буряку по районах і її розробка є актуальною

Мета даного дослідження – розробка методу прогнозу урожайності цукрового буряку по районах України.

Матеріали і методи дослідження. Основою методу прогнозу урожайності y є модель, яку за роботами [2,3,4] можна представити у вигляді

$$y = Y_i(1-u)S(T,R)\prod_{i=1}^m(1-\gamma_k), \quad (1)$$

де Y_i – щорічний господарський максимум урожайності, ц/га; u – зрідженість посівів; $S(T,R)$ – сумарний показник продуктивності польової культури, розрахований за температурою повітря ($T^{\circ}\text{C}$) та кількістю опадів (R , мм) у передпосівний період і за кожний міжфазний період вегетаційного циклу; γ_k – відхилення розрахункової урожайності від фактичної, що зумовлені впливом інших додаткових показників k , які не враховані базовою моделлю.

Показник Y_i у моделі (1) відображає щорічну зміну потенціалу урожайності за особливостями рівня землеробства і сортового складу на даній території. Показник $(1-u)$ враховує вплив стану посівів за їх зрідженістю на урожайність [4].

Співмножник $S(T,R)$ характеризує динаміку впливу термічного режиму та кількості опадів у сукупності протягом передпосівного періоду та міжфазних періодів за вегетаційний цикл цукрового буряку на формування його урожайності. Детальний опис впливу $S(T,R)$ наведено в [3,4].

Вплив інших додаткових факторів та несприятливих явищ погоди на формування урожайності відображається відповідними поправками, які можна одержати на підставі експериментальних даних або з літературних джерел. Значення таких поправок можуть досягати 10%, а в окремих випадках і 25% щорічного господарського максимуму урожайності.

Головним показником, який відображає потенціал урожайності в абсолютних значеннях у формулі (1) є щорічний господарський максимум урожайності Y_i . Його розрахунок [5] проводиться за рівнянням:

$$Y_i = Y_{c,p} + At, \quad (2)$$

де $Y_{c,p}$ – статистичний максимум урожайності з ймовірністю 99,9 на реперний рік, розрахований за методом Гумбеля, ц/га; A – середній приріст урожайності за рік (величина тренду), ц/га рік; $t=t_i - t_c$ – відхилення даного року t_i від реперного t_c .

Тренд урожайності відображає динамічну складову потенціалу продуктивності цукрового буряку. Його значення необхідно щорічно контролювати шляхом співставлення з динамікою фактичної урожайності. За наявності значних змін необхідно проводити уточнення тренду та статистичного максимуму урожайності. Основні правила цього уточнення більш детально викладені в роботі [4,5,6].

Результати досліджень та їх аналіз. Для цукрового буряку значення показників статистичного максимуму урожайності та середнього річного приросту розраховані на 1993 р. у районах окремих областей України і наведені в табл.1

Таблиця 1 - Показники господарського максимуму урожайності цукрового буряку в адміністративних районах окремих областей України

Область	Господарський максимум урожайності по районах, ц/га	
	статистичний максимум	середній річний приріст
Полісся		
Волинська	від 375 до 445	від 5.80-8.30
Чернігівська	від 318 до 430	від 1.50-6.90 до (-1.0-4.10)
Лісостеп		
Вінницька	від 371 до 617	від 0.87-11.90 до (-6.30)
Полтавська	від 365 до 510	від 0.25-6.40 до (-2.00-4.10)
Черкаська	від 392 до 540	від 0.40-9.80 до (-0.08-7.60)
Степ		
Одеська	від 358 до 465	від 0.57 до 9.40
Прикарпаття		
Львів	від 400 до 520	від 0.74-8.90 до (-0.26-4.70)

Істотний вплив на врожай має також зрідженість посівів. В моделі (1) стан посівів та їх сортовий склад враховується даними про зрідженість “ u ”, які можуть бути одержані під час аеровізуальних обстежень посівів згідно методики [7] або за даними про густоту посівів. Зрідженість посівів за даними про густоту при $N \leq N_0$ обчислюють за формулою

$$u = \frac{N_0 - N}{N} = 1 - \frac{N}{N_0}, \quad (3)$$

де N_0 – оптимальна густота посіву на 1 м^2 за міжфазний період;
 N – фактична густота посіву.

У зв'язку з тим, що аеровізуальні обстеження зараз не проводять за відсутності фінансів, нами розрахована середня багаторічна зрідженість посівів в окремих

адміністративних районах областей України, які наведені в табл. 2, що одержані за даними аеровізуальних обстежень минулих років (1969-1982pp). В ній представлені дані по зрідженості для тих районів, де кількість випадків обстежень становила 7 та вище. В загальну кількість випадків по області увійшли всі наявні випадки обстежень. Це дозволило з більшою надійністю визначити середню \bar{u} по області. Для районів, що не наведені в табл. 2 можна використовувати середні показники зрідженості по областях або по зонах.

Нами також отримана середня зрідженість порайону в межах зони. Ця величина є більш стійкою, ніж по окремому району та області тому що кількість випадків n в межах зони або області ще більша. Середня зрідженість по зонах коливається: у Поліссі $\bar{u}=14\%$ ($n=509$), Лісостепу $\bar{u}=13\%$ ($n=1949$), Степу $\bar{u}=12\%$ ($n=824$) та у Прикарпатті $\bar{u}=1$ ($n=621$). Середня зрідженість по районах для окремих областей близька до \bar{u} , розрахованої для зони. Рішенням ЦМК він рекомендований до використання, як основний, в областях Волинській, Львівській, Одеській, Полтавській, Черкаській, Чернігівській, а у Вінницькій, як консультативний

Це дозволяє використовувати середню зрідженість окремих зон для її оцінки для конкретних районів, де аеровізуальні спостереження відсутні.

Таким чином, остаточний вираз для прогнозу (розрахунку) середньої районної урожайності цукрового буряку може бути представлений формулою у вигляді

$$y = (Y_{c,p} + At)(1 - u)S(T, R), \quad (4)$$

Прогноз урожайності може бути складений із завчасністю три, два і один місяць: наприкінці червня, липня та серпня.

Під час складання прогнозу визначають за фактичними даними по температурі повітря та кількості опадів коефіцієнти продуктивності [4] для району по всім міжфазним періодам (їх для буряку 5), потім їх складають за весь вегетаційний період. Так, для Вінницької області за 2003р. суммарний коефіцієнт по температурі повітря і кількості опадів складає 0,874. Із табл.2 для конкретної області вибирають значення зрідженості (наприклад, для Вінницької області середня зрідженість по району складає 11%), а господарський максимум та приріст вибирають із табл.1 (для Вінницької області по окремому району вони відповідно дорівнюють 371ц/га та 11,90 ц/га). Підставляючи вказані параметри у модель (4) отримуємо величину очікуваної урожайності: $Y = (371+11,90)(1-0,11) \cdot 0,874 = 297,8$ ц/га.

Випробування методу прогнозу (розрахунку) урожайності цукрового буряку на незалежних даних проведені для 126 районів всіх областей та зон України. Критерієм справджуваності (p) прогнозів, що розраховується за формулою 100 %- p використана відносна похибка. Практично для більшості районів (102 із 126) справджуваність задовільна і в середньому склала 80-95%. У Поліссі, Лісостепу вона вища і дорівнює 81 -100%, а в районах Прикарпаття та Степу – нижча і коливається в межах 75-80%.

Метод пройшов виробничі випробування в Українському ГМЦ. Середня справджуваність методу прогнозу склала 82%.

На основі моделі УкрНДГМІ розроблено метод прогнозу агрометеорологічних умов формування урожаю цукрового буряку по окремих районам в Україні, представлені допоміжні матеріали, які дозволяють розрахувати або зробити прогноз урожайності. Наслідки досліджень можуть бути використані для оцінки умов формування і прогнозу урожаю, а також під час гідрометеорологічного забезпечення сільськогосподарського виробництва. Середня справджуваність методу прогнозу склала 82%.

Рішенням ЦМК він рекомендований до використання, як основний, в областях Волинській, Львівській, Одеській, Полтавській, Черкаській, Чернігівській, а у Вінницькій, як консультативний.

Таблиця 2 – Середня багаторічна зрідженість посівів цукрового буряку в адміністративних районах окремих областей України за даними аеровізуальних обстежень 1969-1982 рр.

Область	Загальна кількість випадків по області, <i>n</i>	Середня зрідженість посівів по області, %	Кількість випадків по районах, <i>n</i>		Середня зрідженість посівів по районах, %	
			min	max	min	max
Полісся						
Волинська	174	13	20	68	13	17
Житомирська	95	16	17	70	16	18
Рівненська	226	14	22	173	9	17
Чернігівська	14	14	3	4	4	25
Лісостеп центральний						
Вінницька	489	11	4	271	8	20
Київська	156	11	4	78	8	17
Черкаська	320	15	5	66	8	15
Хмельницька	382	25	5	167	10	13
Лісостеп східний						
Полтавська	218	11	7	141	10	19
Сумська	202	16	5	162	9	25
Харківська	249	13	7	160	8	19
Лісостеп західний						
Івано-Франківська	182	12	4	142	13	18
Львівська	225	11	5	145	9	17
Тернопільська	214	13	7	86	9	19
Чернівецька	182	15	6	148	10	20
Степ північний						
Дніпропетровська	127	11	7	92	9	15
Кіровоградська	297	10	7	142	7	22
Степ південний						
Миколаївська	115	11	4	66	6	16
Одеська	96	14	12	45	12	27

Висновки. На основі моделі УкрНДГМІ розроблено метод прогнозу агрометеорологічних умов формування урожаю цукрового буряку по окремим районам в Україні, представлені допоміжні матеріали, які дозволяють розрахувати або зробити прогноз урожайності. Наслідки досліджень можуть бути використані для оцінки умов формування і прогнозу урожаю, а також під час гідрометеорологічного забезпечення сільськогосподарського виробництва.

Список літератури

1. Пасов В.М. и др. Современное состояние прогнозирования урожайности. /Пасов В.М., Полевой А.Н., Аксарина Е.А., Арепьева Г.И., Вольвач И.Е., Прихотько В.Г. – Труды ИЭМ, 1979. – вып.13(91), С.64-89.
2. Дмитренко В.П. Методическое пособие по анализу и количественной оценке агрометеорологических условий выращивания зерновых культур в отдельном районе. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 49 с.
3. Дмитренко В.П. Методические указания по составлению прогнозов урожайности озимой пшеницы по территории УССР. – К.: Фол УкрУГКС, 1986. – 30 с.
4. Галюк И.П., Дмитренко В.П., Перелет Н.А. Методические указания по составлению прогноза средней областной урожайности и валового сбора сахарной свеклы по территории Украинской ССР и Молдавской ССР. – Украинское республиканское управление по гидрометеорологии и контролю природной среды /УкрУГКС/. – К.: Фол УкрУГКС, 1986. – 23с.
5. Дмитренко В.П., Бердник А.А. Статистическая модель географического максимума урожайности сельскохозяйственных культур //Тр. УкрНИГМИ, 1974. – Вып.131.– С.11-23.
6. Руководство по проведению визуальных авиамаршрутных агрометеорологических наблюдений. – М.: Гидрометеиздат, 1971, –104с.
7. Дмитренко В.П. Оценка влияния температуры воздуха и осадков на формирование урожай основных зерновых культур //Методическое пособие. – Л.: – Гидрометеиздат, 1976. – 48с.

Метод прогноза средней районной урожайности сахарной свеклы в Украине. Щербак Л. В.

Представлен метод прогноза урожайности сахарной свеклы по административным районам Украины. Основой прогноза стала модель В.П. Дмитренко, которая рассчитывает хозяйственный максимум урожайности, коэффициенты продуктивности по температуре воздуха и количеству осадков, и другим дополнительным показателям. Средняя оправдываемость метода прогноза по производственным опробованиям составила 82%.

Ключевые слова: прогноз, урожайность, продуктивность, оправдываемость.

The method of forecast of the average-in-district sugar-beet yield in Ukraine. Scherbak L.W.

The method of forecasting of the sugar-beet yield in the districts of Ukraine is presented. This method is based on the crop capacity model of V.P. Dmytrenko (UHMI), which considers the statistical maximum of the crop yields, the coefficients of productivity by the air temperature and precipitation and other additional parameters. The average justification of this method by the industrial testing is about 82 %.

Keyword: forecast, yield, productivity, the justification.

УДК 551.509+635.21

С. М. Свидерская, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕСЕННИХ ЗАМОРОЗКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ УРОЖАЯ КАРТОФЕЛЯ

Излагаются результаты численных экспериментов по оценке влияния весенних заморозков, которые наблюдались в 3 декадах из 11 исследуемых, на накопление биомассы отдельных органов растения картофеля и формирования урожайности в целом применительно к условиям Кировоградской области.

Ключевые слова: заморозок, картофель, модель, моделирование, фотосинтез, биомасса, вегетация.

Введение. Культура картофеля является для Украины одной из ведущих сельскохозяйственных культур. Многочисленными исследованиями установлено, что картофель культурных сортов является растением умеренного климата, обладает большой пластичностью, наиболее устойчивые его урожаи получают в районах средних широт, имеющих относительно невысокую температуру в период вегетации [6].

Разнообразное использование картофеля обусловлено его ценными свойствами. Клубни содержат белок высокого качества, витамины и другие вещества, что делает его исключительно важным продуктом питания [2].

В условиях Украины значительные повреждения картофелю наносятся поздними весенними заморозками, когда растения находятся в фазе всходы-появление боковых побегов. Первичное воздействие заморозка состоит в нарушении структуры хлоропластов, что вызывает снижение хлорофилла после заморозка. Главной причиной снижения интенсивности фотосинтеза является нарушение синтеза хлорофилла. От содержания хлорофилла зависит и начальный наклон, и плато световой кривой фотосинтеза [5].

Цель этой работы – оценить влияние весенних заморозков на накопление биомассы отдельных органов картофеля и формирования урожайности в целом применительно к условиям Кировоградской области.

К задачам данной работы следует отнести разработку численного эксперимента по оценке влияния весенних заморозков на формирование урожайности картофеля и накопление биомассы отдельных органов картофеля в условиях Кировоградской области.

Кировоградская область расположена на правобережье Днестра, в южной части Приднепровской возвышенности, в лесостепной и степной зонах. Площадь ее 24,9 тыс. км². Поверхность области представляет волнистую равнину, сильно расчлененную речными долинами и многочисленными оврагами и балками. Почвенный покров сравнительно однообразный. В поймах рек аллювиальные почвы, на склонах долин и водоразделах в юго-восточной части области обыкновенные среднегумусные черноземы, а в северо-западной – мощные черноземы; среди последних наблюдается многочисленными пятнами светло-серых, серых и темно-серых оподзоленных почв и малогумусных выщелоченных черноземов. Юго-восточная часть области представляет собой степь, северо-западная лесостепь. Климат области континентальный умеренно теплый [1].

Материалы и методы исследования. В основу работы положена разработанная нами модель формирования урожая картофеля, которая включает описание влияния низких повреждающих температур на основные процессы жизнедеятельности растений и формирование урожая [7]. По средним многолетним данным высадка картофеля производится в третьей декаде апреля. Разница между наиболее ранним и наиболее поздним сроками высадки в одном и том же пункте в разные годы может быть около месяца. Всходы картофеля появляются на 25-35-й день. Зацветает картофель в конце июня – начале июля, ботва увядает обычно во второй половине августа [1].

Вероятность повреждения всходов картофеля заморозками при посадке 11 и 21 апреля не превышает 5% лет в южной части области, 10% лет в центральной и 20% лет в западной части области. Повреждений всходов картофеля заморозками при посадке 1 мая не наблюдалось [1]. Температурные условия Кировоградской области, за исключением крайних западных районов, не вполне благоприятны для выращивания картофеля [1].

На основе имеющихся теоретических [3,4] и экспериментальных данных опишем скорость фотосинтеза сразу после заморозка следующим выражением:

$$\frac{\Delta\Phi_{fr}}{\Delta t} = \frac{1}{\frac{1}{\Phi_{pot}^i(fr)K_{NPK}} + \frac{1}{a_c(fr)C_0} + \frac{1}{a_\phi^i(fr) \cdot \Pi^i}}, \quad (1)$$

где $\frac{\Delta\Phi_{fr}}{\Delta t}$ - интенсивность фотосинтеза после заморозка; $\Phi_{pot}^i(fr)$ - интенсивность потенциального фотосинтеза после заморозка; $a_c(fr)$ - наклон углекислой кривой фотосинтеза после заморозка; $a_\phi^i(fr)$ - наклон световой кривой фотосинтеза i -го органа растения, поврежденного заморозком:

$$a_\phi^i(fr) = a_{\phi i} k_{af}, \quad (2)$$

где k_{af} - безразмерный коэффициент, показывающий, насколько изменяется начальный наклон световой кривой фотосинтеза в зависимости от содержания хлорофилла.

Площадь ассимилирующей поверхности сразу же после заморозка оценивается исходя из того, что при повреждающих заморозках, в растении снижается содержание белков, т.е. количество функционирующей биомассы. Относительная площадь ассимилирующей поверхности на начало следующего после заморозка дня определяется из соотношения:

$$L_{fr}^j = L_{ir}^{j-1} k_f, \quad (3)$$

где k_f - параметр, характеризующий степень повреждения растений заморозком в зависимости от его интенсивности, безразмерный.

Аналогично определяется и количество функционирующей биомассы после повреждающего воздействия заморозка:

$$\tilde{m}_{ifr} = m_i^{j-1} k_f, \quad (4)$$

Под влияние заморозка снижается интенсивность дыхания.

Теоретически возможны два пути введения в модель влияния заморозков на дыхание [4]. Учитывая, что первичной причиной снижения интенсивности дыхания после заморозка является нарушение дыхательных структур в период заморозка, степень ослабления дыхания сразу после заморозка может быть учтена как степень нарушения структур. Было введено влияние заморозка на дыхание роста и дыхание поддержания структур, которые, соответственно, рассчитываются с учетом изменений интенсивности фотосинтеза Φ_{fr} после повреждающего воздействия заморозка и количества функционирующей биомассы \tilde{m}_{ifr} .

Скорость роста вегетативных и репродуктивных органов у растений, поврежденных заморозком, описывается системой уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta m_{ifr}^j}{\Delta t} &= \frac{\beta_{ifr}^j}{1 + C_{G_i}} - \frac{(\alpha_{R_i}^j C_{mi} \varphi_R^j + \mathcal{G}_{ifr}^j) \tilde{m}_{ifr}^j}{1 + C_{G_i}} \\ \frac{\Delta m_{pfr}^j}{\Delta t} &= \frac{\beta_{pr}^j \Phi_{fr}^j}{1 + C_{G_p}} - \frac{(\alpha_{RP}^j C_{mp} \varphi_R^j \tilde{m}_{pfr} - \sum_i^{l,s,r} \mathcal{G}_{ifr}^j \tilde{m}_{ifr}^j)}{1 + C_{G_p}} \end{aligned} \right\}, \quad (5)$$

$i \in l, s, r$

где $\Delta m_i(p)f_r / \Delta t$ - скорость роста i -го вегетативного (репродуктивного) органа после воздействия заморозка, $\text{г} \cdot \text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$; \mathcal{G}_{ifr} - ростовые функции периода репродуктивного роста после воздействия заморозка, $^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Функции периода репродуктивного роста при повреждении растений заморозками определим из соотношения:

$$\mathcal{G}_{ifr} = \kappa_{i,gr} \mathcal{G}_i, \quad (6)$$

где $\kappa_{i,gr}$ - параметр, характеризующий изменение ростовой функции в зависимости от интенсивности заморозка, безразмерный.

Переохлаждение во время заморозка у активно вегетирующих незакаленных растений приводит к нарушению процессов фотосинтеза и дыхания, а в последствии – к снижению продуктивности растений.

Результаты исследования и их анализ. В данном численном эксперименте моделируется фотосинтез, дыхание и распределение ассимилятов в растении сразу после заморозка. При моделировании динамики этих процессов в период последствия заморозков учитываются репарационные возможности растения, которые определяются биологическими особенностями данной культуры, фазой онтогенеза и состоянием растения во время непосредственного действия заморозка.

В результате численных экспериментов с моделью удалось получить данные, которые представлены в табл.1. Если сопоставить полученные данные при отсутствии

заморозков в Кировоградской области с данными, где заморозки наблюдались в 3 декадах, то можно сделать вывод, что при отсутствии заморозков в Кировоградской области сухая биомасса листьев, стеблей и растения в целом была почти в два раза больше, чем в то время когда заморозки наблюдались в 3 декадах. Интенсивность фотосинтеза при отсутствии заморозков в Кировоградской области была значительно выше, чем при наличии заморозков.

На рис.1 построен график динамики площади листьев картофеля при отсутствии весенних заморозков и когда заморозки наблюдались в 3 декадах в Кировоградской области. Из рисунка видно, что площадь листьев картофеля стремительно увеличивалась до восьмой декады вегетации, как при отсутствии заморозков, так и тогда когда заморозки были. Максимальная площадь листьев наблюдалась в восьмую декаду вегетации и составила при отсутствии заморозков – $3,33 \text{ м}^2/\text{м}^2$, когда заморозки наблюдались в трех декадах максимальная площадь листьев была в восьмую декаду вегетации и была равна – $2,34 \text{ м}^2/\text{м}^2$. Из рисунка можно сделать вывод, что площадь листьев картофеля при отсутствии весенних заморозков была значительно больше, чем тогда, когда заморозки были в 3 декадах.

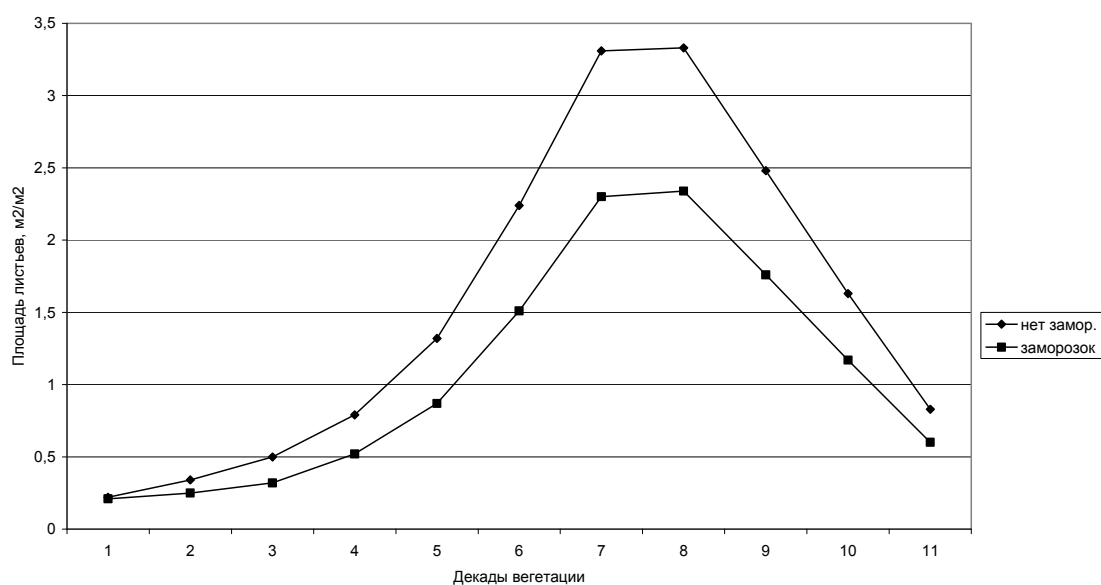


Рис. 1 - Динамика площади листьев картофеля при отсутствии весенних заморозков и когда заморозки наблюдались в трех декадах в Кировоградской области

На рис. 2 представлена биомасса клубней картофеля при отсутствии весенних заморозков и при наличии заморозков в Кировоградской области. Биомасса клубней картофеля, начала свое развитие с шестой декады вегетации и увеличивалась в течение всей вегетации, максимальная биомасса клубней наблюдалась в одиннадцатую декаду вегетации, как при отсутствии заморозков, так и при наличии заморозков. Из данного графика можно сделать вывод, что при отсутствии весенних заморозков биомасса клубней картофеля была значительно больше и составила - $650 \text{ г}/\text{м}^2$, чем в то время, когда заморозки наблюдались в 3 декадах и биомасса составила – $487 \text{ г}/\text{м}^2$.

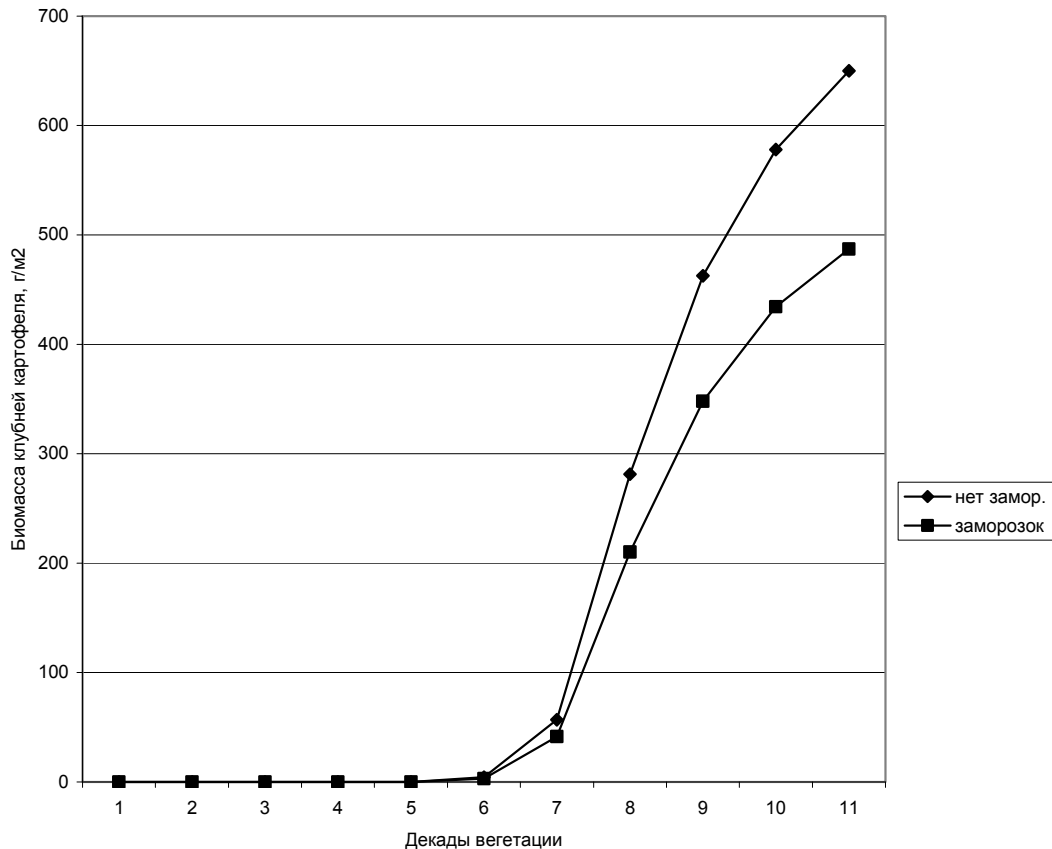


Рис. 2 - Биомасса клубней картофеля при отсутствии весенних заморозков и когда заморозки наблюдались в трех декадах в Кировоградской области

Таблица 1 – Сухая биомасса листьев, стеблей, всего растения и интенсивность фотосинтеза, в период, когда заморозки наблюдались в 3 декадах, а также при их отсутствии в Кировоградской области

Декады вегетации	Отсутствие заморозков				Заморозки наблюдались в 3 декадах			
	сухая биомасса листьев, г/м ²	сухая биомасса стеблей, г/м ²	сухая биомасса всего растения, г/м ²	интенсивность фотосинтеза	сухая биомасса листьев, г/м ²	сухая биомасса стеблей, г/м ²	сухая биомасса всего растения, г/м ²	Интенсивность фотосинтеза
1	1,050	0,986	0,395	0,891	0,998	0,936	0,395	0,846
2	5,537	5,307	2,767	1,269	4,228	4,047	2,633	0,961
3	12,333	11,852	14,399	2,415	7,659	7,350	11,007	1,398
4	23,815	22,908	32,020	4,293	15,282	14,691	19,902	2,825
5	44,755	43,072	61,788	7,394	29,464	28,348	39,665	4,976
6	81,655	78,606	116,076	12,147	55,256	53,184	76,434	8,449
7	124,528	119,891	216,135	17,960	86,641	83,407	146,370	13,104
8	125,330	120,666	379,755	21,300	88,219	84,930	266,150	16,223
9	115,186	110,900	606,237	15,687	81,277	78,247	438,913	12,117
10	104,968	101,063	761,302	8,916	47,131	71,368	558,758	6,807
11	95,318	91,771	850,134	4,279	67,343	64,832	626,583	3,210

Выводы. Применительно к условиям Кировоградской области, в численных экспериментах с помощью расчетов по модели выполнена оценка влияния весенних заморозков, которые наблюдались в 3 декадах из 11 исследуемых, на накопление биомассы отдельных органов растения картофеля и формирования урожайности в целом. Таким образом, повреждение растений весенними заморозками приводит в ряде случаев к необратимым изменениям важнейших физиологических процессов, т.е. к нарушению процессов фотосинтеза и дыхания, а в последствии к снижению продуктивности растений.

Список литературы

1. *Агроклиматический справочник* по Кировоградской обл. – К: Госсельхозиздат УРСР. 1959. – С.7-58.
2. *Картофель* /Под редакцией Н.С. Бацанова. – М.: Колос. 1970. – 376 с.
3. *Полевой А.Н.* Динамическая модель формирования урожая картофеля //Метеорология и гидрология. – 1978. – № 7. – С.79-85.
4. *Полевой А.Н.* Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 186 с.
5. *Росс Ю.К., Бихеле З.* Расчет фотосинтеза растительного покрова //Фотосинтез и продуктивность растительного покрова. – Тарту: Изд-во ИФА АН ЭССР, 1968. – С. 46-74.
6. *Руденко А.И.* Некоторые итоги и пути изучения климата культурных растений (картофель) //Труды Всесоюзного научно-метеорологического совещания. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.
7. *Свидерская С.М.* Моделирование влияния заморозков на формирование урожая картофеля. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2003. -№47. –с.104-109.

Оцінка впливу весняних заморозків на формування урожаю картоплі.

Свидерська С.М.

Викладаються результати чисельних експериментів за оцінкою впливу весняних заморозків, які спостерігалися в 3 декадах з 11 досліджуваних на нагромадження біомаси окремих органів рослини картоплі й формування врожайності в цілому стосовно до умов Кіровоградської області.

Ключові слова: заморозок, картопля, модель, моделювання, фотосинтез, біомаса, вегетація.

Estimation of spring frost influences on potato productivity.

Sviderskaya S.M.

The results of a numeral experiments with the estimation of late frosts influences, observed during 3 ten-day periods of 11 being under study, on the accumulation of potato plant individual organ biomass and productivity formation as a whole conformably to Kirovograd region conditions are stated.

Key words: frosts, potato, model, modelling, photosynthesis, biomass, vegetation.

Мкртчян О. С.

Львівський національний університет ім. І. Франка

КАРТУВАННЯ ВОДНО-ПОВІТРЯНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТУ ТА ПЕРЕРОЗПОДІЛУ ВОЛОГИ НА СХИЛАХ З ВИКОРИСТАННЯМ ОТРИМАНИХ ЗА ДОПОМОГОЮ ГІС-АНАЛІЗУ ТОПОГРАФІЧНИХ ІНДЕКСІВ

В статті розглядається проблема детального картування перерозподілу вологи та пов'язаних із ним характеристик водно-повітряного режиму (аерації) ґрунту. Запропоновано використовувати з цією метою топографічні індекси, які обраховуються за цифровою моделлю рельєфу. На прикладі невеликої дослідної ділянки показаний кореляційний зв'язок між цими індексами та характеристиками структури умовно-корінних деревостанів. Побудовано модель множинної регресії, яка дозволила отримати карту розподілу коефіцієнту гігрофільності деревостану, який відбиває відмінності в екологічних характеристиках рослин, використовуючи в якості індикаторів топографічні індекси.

Ключові слова: *топографічні індекси, цифрова модель рельєфу, catena, аерація ґрунту, ГІС-аналіз.*

Вступ. В умовах гумідного клімату важливим фактором, який впливає на екологічні та агрономічні властивості ґрунту, є ступінь аерації – провідна характеристика водно-повітряного режиму ґрунту і всього ландшафту, яка визначає сприятливість цього режиму для більшості видів рослин. Аерація визначається як "обмін киснем та вуглекислим газом між атмосферою, ґрунтом та коріннями рослин" [1, с. 101]. Цілим рядом досліджень доведено, що погіршення аерації, зумовлене зменшенням об'єму повітря у ґрунтових порах внаслідок зменшення глибини рівня залягання ґрунтових пор, призводить до зменшення врожаїв [1]. Причинами цього є низька швидкість дифузії газів у воді, що перешкоджає кореневому диханню, та суттєве зменшення у затоплених ґрунтах окислювально-відновлювального потенціалу та пов'язані із цим негативні зміни у хімізмі середовища, зокрема – зникнення у ґрунті вільного кисню, поява токсичних закисних форм заліза та сульфідів, відновлення нітратів, що зменшує доступність для рослин азоту [1]. Наприклад, відмічено, що тривале перезволоження кореневої системи картоплі призводить до відмирання останньої [2]. Погана аерація перешкоджає росту аеробних бактерій, які продукують необхідні для врожаю розчинні сполуки азоту. Рано навесні перенасиченість ґрунту вологою сповільнює його прогрівання, відтягуючи початок активної вегетації. Поширене у відновному середовищі оглеєння шкідливо впливає на переважну більшість диких та культурних рослин [5]. Оглеєні ґрунти, як правило, є безструктурними. Крім того, часте перезволоження ґрунту створює труднощі при культивуванні, особливо навесні.

Послаблення аерації ґрунту є поширеним явищем, яке зумовлює різке погіршення його агрономічних властивостей. В той же час перезволожені місцезонації нерідко характеризуються високим біорізноманіттям та біологічною продуктивністю, тому їхня охорона є важливим пріоритетом екологічної політики. Отже, для забезпечення раціонального природокористування важливим є коректне

визначення меж земель з несприятливим повітряним режимом, водно-болотних угідь тощо.

Методи лабораторних аналізів ґрунту, які дозволяють достовірно визначити його характеристики, пов'язані з водно-повітряним режимом, є досить витратними та трудомісткими. Тому важливим є пошук методик визначення характеристик цього режиму за опосередкованими ознаками. Однією з найважливіших таких ознак є місцеположення в рельєфі. Як відомо, недостатня аерація характерна насамперед для ґрунтів місцеположень, приурочених до понижених, увігнутих елементів рельєфу (днища долин та балок, понижені частини терас тощо).

Уявлення про зв'язки між характеристиками ґрунту та положенням у рельєфі, зокрема, знайшли вираз у концепції ґрунтової катени, вперше сформульованій Г. Мілном, який досліджував горбисті ландшафти Східної Африки [9]. Дж. Дальрімпл з колегами запропонували дев'ятиелементну модель земної поверхні (модель ландшафтно-катени), яка являє собою ідеальний профіль типового випукло-увігнутого схилу. Кожний з послідовних елементів цього профілю характеризується специфічною морфологією та характерним комплексом переважаючих геоморфологічних та гідрологічних процесів [6]. Близькими до ландшафтно-катени є концепція схилової мікрональності Ф. Мількова, який виділив на випукло-увігнутих схилах чотири мікрозони, концепція каскадних (векторних) ландшафтно-геохімічних систем М. Глазовської, концепція гравігенних рядів фаций К. Рамана. Дуже помітною є залежність рослинного покриву від положення у ландшафтно-катені: в слабозмінених ландшафтах кидається в очі чергування “зональної” рослинності, приуроченої до дренажних плакорів та схилів із низьким рівнем ґрунтових вод та доброю аерацією ґрунту, із “азональною” рослинністю, приуроченою до ґрунтів із постійним чи періодичним застоєм вологи і поганою аерацією, більшим чи меншим ступенем оглешення.

Із появою та поширенням географічних інформаційних систем (ГІС) важливим інструментом кількісного моделювання та аналізу рельєфу та його зв'язків з іншими компонентами ландшафту є цифрові моделі рельєфу (ЦМР). Як показано у [4], комп'ютерний аналіз ЦМР дозволяє обрахувати ряд важливих пов'язаних із рельєфом екологічних, гідрологічних та інших показників, зокрема – величину надходження на земну поверхню прямої сонячної радіації, ерозійний потенціал рельєфу, довжину ліній стоку, площі водозборів, інтерполювати дані спостережень метеостанцій, гідрологічних постів, ґрунтових аналізів, геоботанічних спостережень тощо. Зокрема, А. Гуізан та Н. Циммерманн, розглядаючи принципи моделювання розподілу характеристик рослинності, зазначають, що, завдяки тому, що ЦМР володіють більшою просторовою деталістю, порівняно з іншими джерелами геопросторових даних, таке моделювання, особливо для невеликих ділянок та гірського рельєфу, повністю або частково базується на використанні топографічних факторів у якості індикаторів [8].

Окрім звичних для геоморфології показників ухилів поверхні, її розчленування тощо, було розроблено ряд кількісних показників (індексів), які характеризують рельєф з екологічної точки зору, дозволяючи визначати зумовлені положенням у рельєфі ландшафтно-екологічні характеристики. Найбільш відомим таким індексом є складений топографічний індекс (СТІ, топографічний індекс вологості), запропонований І. Муром та П. Гесслером, який розраховується у ГІС за формулою $СТІ = \ln(A_c / \tan \beta)$, де A_c – площа, з якої надходить стік на одиницю замикаючого контуру, β – ухил поверхні [10]. Цей індекс відображає врівноважену величину надходження вологи внаслідок її латерального перерозподілу на схилах [7] та відбиває положення у ландшафтно-катені: невеликі його значення характерні для елювіальних та транселювіальних місцеположень, які характеризуються переважанням процесів

виносу вологи, більші значення – для акумулятивних та супераквальних місцеположень, для яких характерне накопичення вологи. Оскільки процеси перерозподілу вологи тісно впливають на хід ґрунотворчих процесів, індекс СТІ тісно корелює з рядом ґрунтових характеристик. Так, П. Гесслер та ін., досліджуючи просторову варіацію ґрунтового покриву в межах катени площею 2 га, виявили, що індекс СТІ пояснює 71% просторової варіації потужності горизонту А та 84% варіації потужності усього ґрунтового профілю. [7].

За аналогією з індексом СТІ було розроблено й деякі інші індекси, які характеризують різні аспекти впливу рельєфу на ландшафтні процеси. Такими індексами є індекс потужності руслових та схилових потоків $SPI = A_c \cdot \tan \beta$, де A_c – площа, з якої надходить стік на одиницю замикаючого контуру, β – ухил поверхні; та "складений індекс розсіювання" $CDI = \ln(A_d / \tan \beta)$, де A_d – площа, на яку надходить стік з одиниці замикаючого контуру (ця площа обраховується шляхом застосування алгоритму обрахунку A_c до „негативного” відображення ЦМР).

Відомо, що перерозподіл вологи на схилах впливає на характеристики як верхньої частини ґрунтового профілю, що відбивається на синузях трав'янистих та інших рослин з неглибокою кореневою системою, так і його нижніх горизонтів та підґрунтя, що відбивається на умовах проростання деревних рослин. У [3] показано можливість визначення типів умов місцезростання як за наявністю тих чи інших видів трав'янистих рослин, так і за бонітетом основних деревних порід.

Матеріали і методи. В нашій роботі проаналізовані залежності між зазначеними топографічними індексами та деякими показниками структури умовно-корінних деревостанів дослідної ділянки в околицях с. Лисиничі, розташованого на схід від Львова. В межах ділянки розмірами 2000*750 м обрано 77 точок спостережень, рівномірно розміщених по її території, в яких визначалась формула деревостану. Одночасно для ділянки на основі даних топографічної карти масштабу 1:5000 складено ЦМР з роздільною здатністю (розміром піксели) 5 м. За цією ЦМР обраховано значення вказаних топографічних індексів, отримані карти наведено на рис. 1-2.

На даній ділянці в структурі деревостану переважають бук, граб та вільха. При цьому спостерігається виражена топографічна зональність у розподілі цих порід. Так, на підвищених ділянках та у верхніх частинах схилів домінує бук, частка якого у структурі деревостану наближається до 100%. В нижніх частинах схилів до буку домішується граб, а в їхніх підніжжях та днищах балок і долин потоків домінує вільха, тоді як частка буку наближається до 0. Між різними формаціями відсутні чіткі межі у просторі, натомість має місце континуум – поступове заміщення одних порід іншими із зміною водно-повітряного режиму ґрунту внаслідок зміни в місцеположенні.

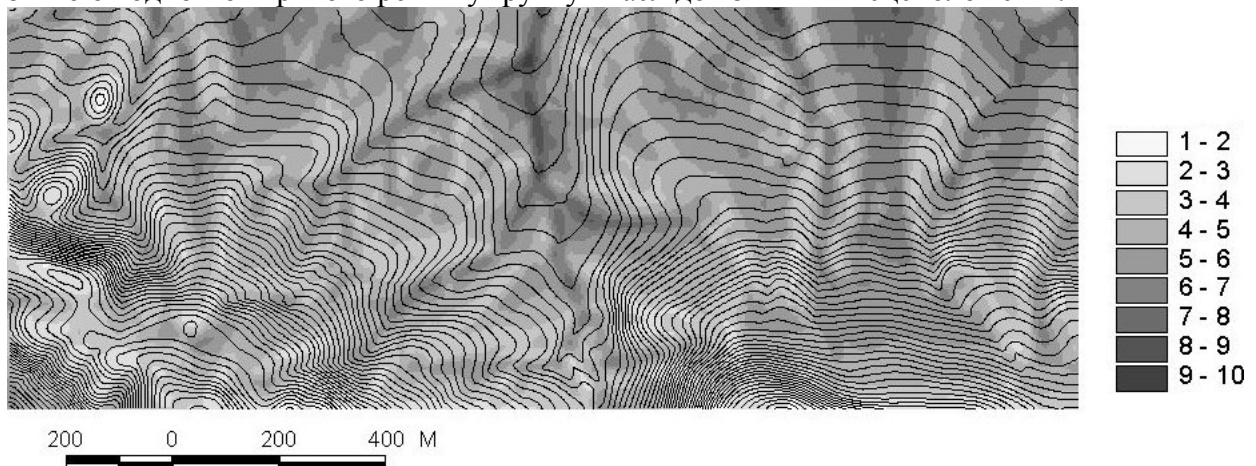


Рис. 1. Розподіл індексу СТІ для дослідної ділянки.

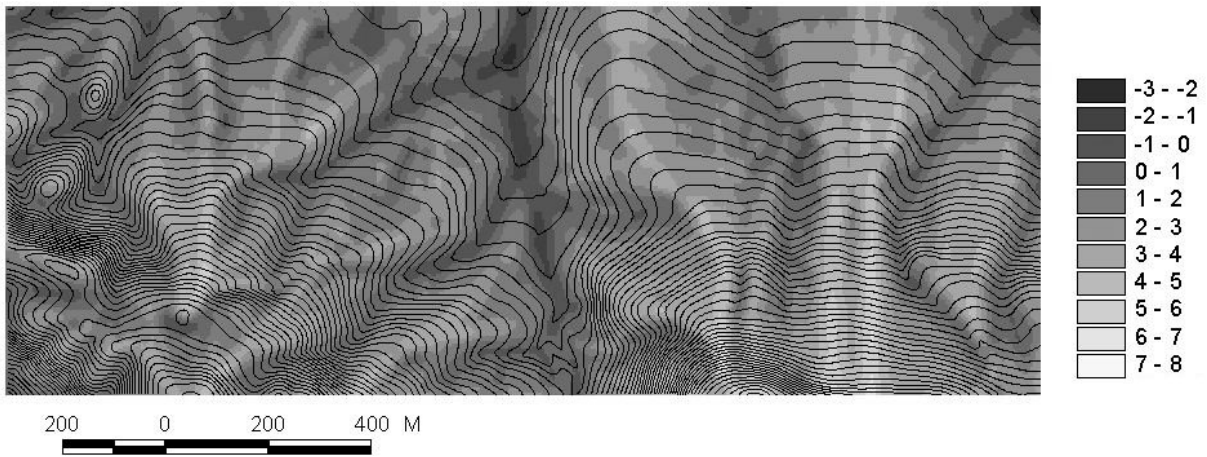


Рис. 2. Розподіл індексу CDI для дослідної ділянки.

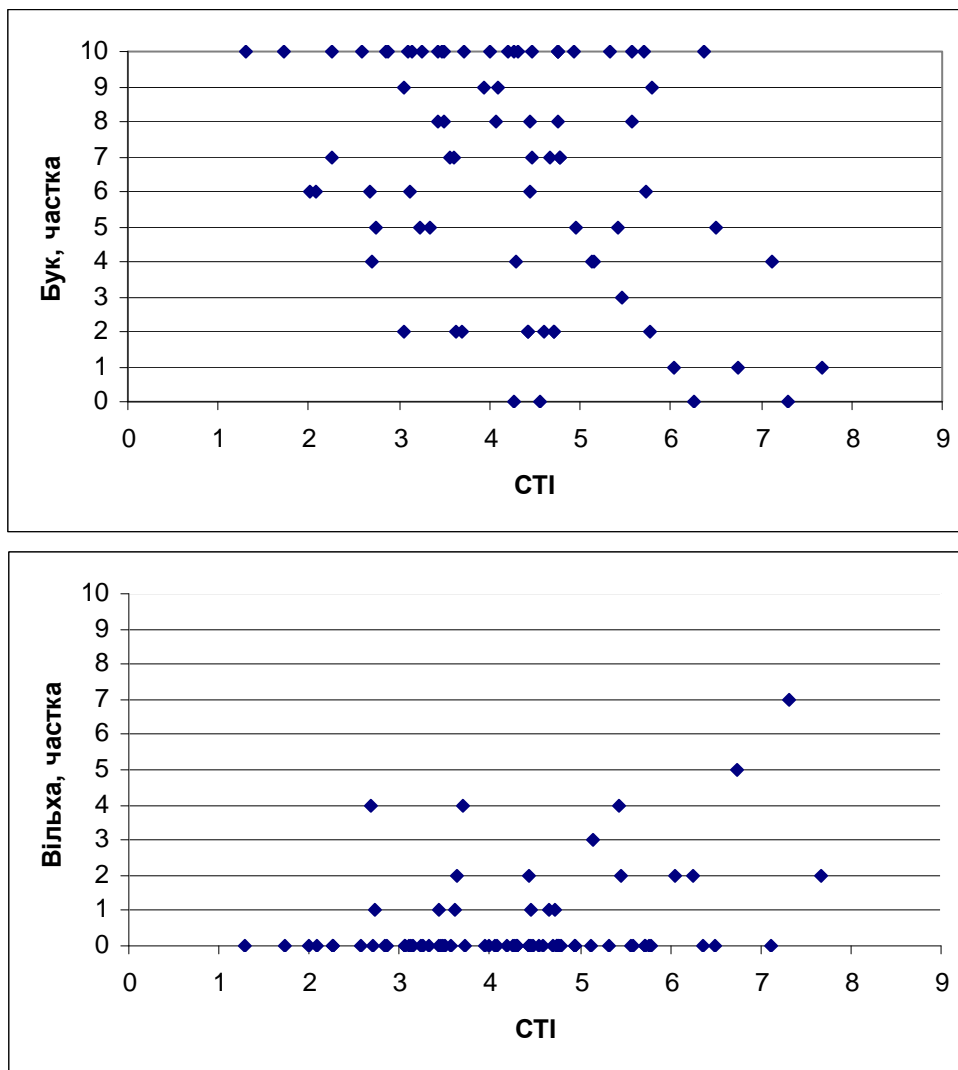


Рис. 3. Зв'язок між показниками структури деревостану та значеннями індексу СТІ в 77 пунктах в межах дослідної ділянки.

Результати та їх аналіз. На рис. 3 показано зв'язок між частками буку та вільхи в структурі деревостанів у пунктах спостережень, та значеннями індексу СТІ. Можна помітити тенденцію до зменшення першої та одночасного збільшення другої зі

збільшенням значень відповідного індексу, яке відповідає збільшенню надходження та накопичення вологи, та відповідному погіршенню умов аерації ґрунту.

Для більш детального визначення кількісних залежностей нами було встановлено зв'язок між зазначеними топографічними індексами та коефіцієнтом гідрофільності деревостану, який відбиває відмінності в екологічних характеристиках рослин (вимогах до аерації ґрунту та стійкості до оглеєння), та обраховується за формулою $K_2 = \sum_s (H_s * A_s)$, де K_2 – коефіцієнт гідрофільності, A_s – частка дерев даного виду, H_s – гідрофільність дерев даного виду. Останньому показнику присвоєно значення 1 для чорної вільхи (найбільш гідрофільної деревної породи на даній території), 0 для буку та інших порід, вимогливих щодо аерації ґрунту, проміжні значення для порід, помірно вимогливих до аерації (наприклад, 0,4 для грабу).

На рис. 4 показаний зв'язок між коефіцієнтом гідрофільності деревостану та індексом CDI. Можна помітити виразну тенденцію до зменшення зазначеного коефіцієнту зі збільшенням значень даного індексу, які відповідають переважанню розсіювання схилового стоку.

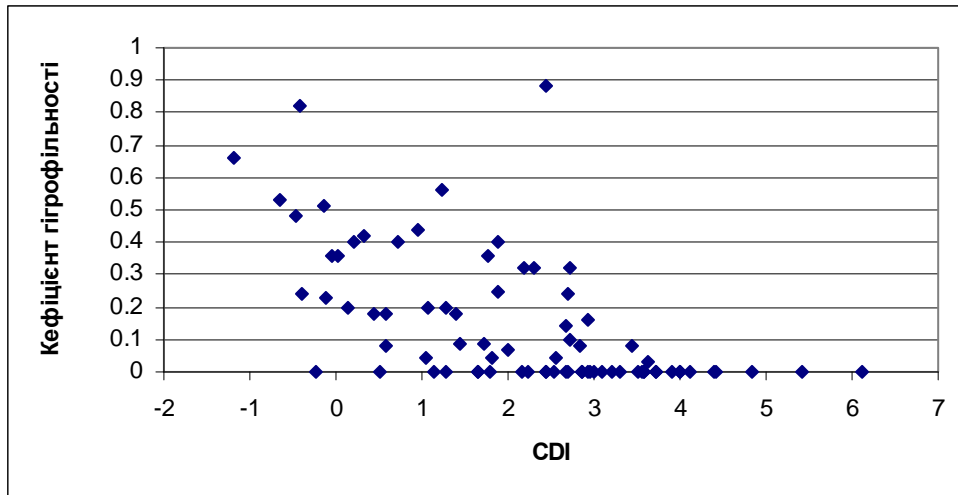


Рис. 4. Зв'язок між значеннями коефіцієнту гідрофільності деревостану та значеннями індексу CDI в 77 пунктах в межах дослідної ділянки.

Зазначені топографічні індекси можуть використовуватись у якості індикатору водно-повітряного режиму ґрунту. Для цього будується модель просторового зв'язку між цими індексами та індикаторами водно-повітряного режиму, одним з яких може бути запропонований коефіцієнт гідрофільності. Побудова цієї моделі включає два етапи. На першому експериментальним шляхом визначається зв'язок між коефіцієнтом гідрофільності та окремими топографічними індексами в окремих пунктах спостережень. Ступінь та значимість кореляційного зв'язку визначаються коефіцієнтом кореляції r та статистикою t , яка підпорядковується розподілу Стьюдента з числом ступенів вільності $\nu = n - 2 = 75$ (n – кількість спостережень). Остання дозволяє визначити значимість кореляційного зв'язку для різних довірчих інтервалів. Значення цих показників для зв'язку коефіцієнту гідрофільності із зазначеними топографічними індексами для пунктів спостережень на нашій дослідній ділянці наведені у таблиці 1. Рівень значимості кореляційного зв'язку для усіх індексів перевищував 0,99.

На другому етапі за значеннями топографічних показників у точках спостережень, одержаними шляхом накладання векторного шару пунктів спостережень на растрові шари топографічних індексів, обраховано емпіричну модель лінійного регресійного зв'язку із середньою квадратичною похибкою регресії 0,15 ($R^2 = 0.51$). За параметрами отриманого рівняння множинної регресії та вищезазначеними растровими

шарами було обраховано шар розподілу коефіцієнту гігрофільності деревостану, який є індикатором водно-повітряного режиму ґрунту та латерального перерозподілу вологи.

Таблиця 1. Показники кореляційного зв'язку між значенням коефіцієнту гігрофільності та окремими топографічними індексами

Топографічний індекс	R	t
CTI	0.36	3.6
CDI	0.61	8.5
SPI	0.38	3.9

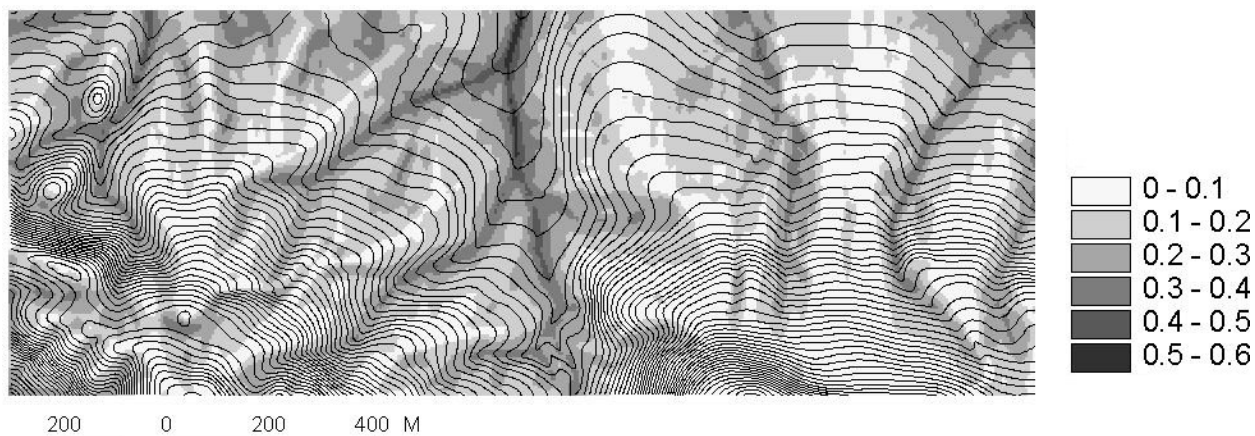


Рис. 5. Розподіл коефіцієнту гігрофільності деревостанів, обрахований за моделлю множинної регресії, з використанням у якості індикаторів топографічних індексів.

Як можна бачити, найменші значення коефіцієнту властиві крутим, добре дренованим схилам, найбільші – днищам долин водотоків. Ділянки з високим значенням коефіцієнту, найімовірніше, характеризуються несприятливими умовами аерації; їх варто використовувати в якості сіножатей або ж вилучити з активного використання з водоохоронною метою та задля охорони біорізноманіття.

Висновки. Таким чином, топографічні індекси, обраховані за ЦМР, можуть служити ефективним індикатором водно-повітряного режиму ґрунту та використовуватись для картування характеристик цього режиму. Надійне визначення поширення земель, що характеризуються надлишковим надходженням вологи, є необхідним для раціонального використання земель, організації ефективних природоохоронних заходів.

Список літератури

1. Блэк К. Растение и почва. –М.: Колос, 1973. –503 с.
2. Всероссийский научно-исследовательский институт картофельного хозяйства им. А. Г. Лорха. Как правильно выбрать участок и подготовить почву для картофеля. – 2003-2004. Мережевий ресурс: <http://www.korenevo.ru/agrotech/uchastok.shtml>
3. Горшенин Н. М., Бутейко А. И. Определение типов условий местопроизрастания. – Ленинград, 1962. –231 с.
4. Ковальчук І., Мкртчян О., Михнович А., Андрейчук Ю., Иванов Є. Потенціал геоінформаційних технологій у вирішенні конструктивно-географічних проблем // Екологічна географія: історія, теорія, методи, практика. Матеріали II міжнародної конференції. –Тернопіль, 2004. –С. 49-59

5. Фридланд В. М. Глей // БСЭ. –3 изд. –М., 1971. –Т.6. –С.589.
6. Conacher A.J., Dalrymple J.B. The nine unit landsurface model: an approach to pedogeomorphic research // Geoderma. –1977. –№ 18. –P. 1–153
7. Gessler P. E., Chadwick O. A., Chamran F., Althouse L., Holmes K. Modeling soil-landscape and ecosystem propereties using terrain attributes // Soil Science Society of America Journal. –2000. –Iss. 64. –P. 2046-2056.
8. Guisan A., Zimmermann N. Predictive habitat distribution models in ecology // Ecological Modelling. –2000. –№135. –P. 147–186.
9. Milne G. Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils // Soil Research. –1935. –Vol.4, Iss.3. –P. 183–198.
10. Moore I.D., Gessler P. E., Nielsen G. A., Peterson G. A. Soil attribute prediction using terrain analysis // Soil Science Society of America Journal. – 1993. – Vol. 57. –pp. 443-452.

The Mapping of Soil Aeration and Redistribution of Water on Slopes using GIS-derived Topographic Indices. Mkrtchian A. S.

The paper considers the problem of the detailed mapping of soil water and aeration regime influenced by the topographic redistribution of water. The topographic indices derived from the GIS-analysis of raster DEM can be effectively used for this purpose. The substantial correlation between these indices and tree stand structure on the small study area was found. These relationships were used as a basis of the multiple regression model that can be used to map the distribution of plant ecological characteristics on the basis of topographic indices.

Key words: topographic indices, DEM, catena, soil aeration, GIS-analysis.

Картографирование водно-воздушного режима почвы и перераспределения влаги на склонах с использованием полученных с помощью ГИС-анализа топографических индексов. Мкртчян А. С.

В статье рассмотрена проблема детального картографирования перераспределения влаги и связанных с ним характеристик водно-воздушного режима (аэрации) почвы. Предложено использовать с этой целью топографические индексы, вычисленные с использованием цифровой модели рельефа. На примере небольшого опытного участка показана корреляционная связь между этими индексами и характеристиками структуры условно-коренных древостоев. Построенная модель множественной регрессии позволила получить карту распределения коэффициента гигрофильности древостоя, который отражает отличия в экологических условиях растений, используя в качестве индикаторов топографические индексы.

Ключевые слова: топографические индексы, цифровая модель рельефа, catena, аэрация почвы, ГИС-анализ.

УДК 556.161

Н.С. Лобода, д.г.н., **М.П.Ехнич**, к.г.н.

Одесский государственный экологический университет

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕОФ- АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПРЕДИКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЕЙ ГОДОВОГО СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ (НА ПРИМЕРЕ РЕК БАССЕЙНА Р. ДЕСНА)

На основе исследования статистической структуры полей взвешенных наносов в бассейне р. Десна установлено, что такие морфометрические характеристики водосборов как площадь водосбора, средняя высота и залесенность отражают основные закономерности пространственного распределения этих полей и могут быть использованы в качестве предикторов при разработке методики расчета характеристик стока взвешенных наносов для территорий, не освещенных данными наблюдениями.

Ключевые слова: *взвешенные наносы, морфометрические характеристики, весовые нагрузки.*

Постановка проблемы. Проблема оценки расходов взвешенных наносов различных рек имеет большое значение для решения целого ряда задач гидротехнического строительства, например проектирования коммунального и промышленного водоснабжения, оросительных систем и др. В речные потоки наносы поступают в результате русловых размывов и эрозии почв на водосборах. Вопросы исследования процесса формирования стока взвешенных наносов в естественных условиях их формирования и при наличии на водосборах различного рода хозяйственных преобразований рассматривались многими авторами [1-4]. Естественными факторами формирования стока наносов являются виды почв, уклоны, интенсивность выпадающих осадков, к числу антропогенных факторов относят, прежде всего, вырубку лесов и распаханность водосборов.

Недостаток или отсутствие данных о стоке взвешенных наносов обуславливают необходимость разработки методов расчета на основе математических моделей, учитывающих основные факторы формирования стока наносов. Для исследования и выявления роли факторов, определяющих процесс формирования стока взвешенных наносов на уровне процессов различных масштабов, авторами был предложен метод разложения полей стока взвешенных наносов по естественным ортогональным функциям с последующим установлением связей между составляющими разложения и количественными показателями определяющих факторов. Соответствующие исследования проводились для верхней части бассейна Днестра, характеризующейся значительными различиями в уклонах и распаханности водосборов, а также наличием интенсивной вырубки лесов [5, 6].

Целью предлагаемой работы является установление основных предикторов формирования поля взвешенных наносов в бассейне р. Десна на основе использования метода главных компонент (разложения полей стока по естественным функциям).

Материалы и методы исследований. В работе использованы данные о годовом стоке взвешенных наносов 10 водосборов, расположенных в бассейне р. Десна. Продолжительность совместных наблюдений равна 20 годам и соответствует

периоду с 1956 г. по 1975 г. включительно. Основными методами исследования являются метод главных компонент (естественных ортогональных функций или ЕОФ), а также методы парной и множественной регрессии.

В исследованиях использовано положение о том, что первые компоненты разложения полей гидрометеорологических характеристик описывают наиболее крупномасштабные физические процессы, обуславливающие рассматриваемое явление. Весовые нагрузки на каждую составляющую разложения (компоненту) изменяются в пространстве и не являются функцией времени. Так весовой коэффициент ω_{1j} характеризует вклад J -ой компоненты (а значит, и соответствующей ей физического процесса) в формирование рассматриваемой характеристики (в данном случае, стока взвешенных наносов) на i -ом объекте (водосборе). Число рассматриваемых компонент может быть ограничено. Как правило, рассматриваются компоненты, описывающие не менее 70% дисперсии исходных данных. Путем поиска связей между весовыми нагрузками ω_{1j} на первые компоненты разложения полей гидрометеорологических величин по естественным ортогональным функциям и количественными показателями факторов, в той или иной мере, отражающих условия формирования стока взвешенных наносов на водосборе, можно выявить основные предикторы, удовлетворительно описывающие закономерности пространственного распределения исследуемых величин на уровне макро- и мезомасштаба при построении математических моделей.

Результаты исследований и их анализ. На основе разложения матрицы ковариации годового стока взвешенных наносов рек бассейна р. Десна по естественным ортогональным функциям (компонентам) получено, что первая составляющая разложения описывает 75% исходных данных, на вторую приходится 11% и на третью – 9% исходной информации. В сумме первые две компоненты описывают 86% дисперсии исходных данных, а первые три – 95%.

Поскольку на первую компоненту приходится основная часть информации, содержащейся в исходных данных, её временную составляющую (амплитудную функцию) можно использовать для описания основных закономерностей динамики стока взвешенных наносов во времени. Как известно [7], амплитудные функции главных компонент являются общими для всех водосборов, не зависят от координат и изменяются только во времени.

Хронологический ход первой амплитудной функции за период совместных наблюдений (1956-1975г.г.) показывает, что рассматриваемый период находится в области пониженного стока взвешенных наносов (рис.1) и соответствует ходу общей водности [8], характерной для этого региона Украины, где маловодная фаза водности длится с начала 40-х годов до середины 60-х годов прошлого столетия.

Знак весовых коэффициентов ω_{1j} , оценивающих вклад первой компоненты разложения по ЕОФ в формирование стока взвешенных наносов i -ого водосбора, не изменяется. Это обычно интерпретируется как однонаправленное (одинаковое) воздействие первого по значимости физического процесса на формирование стока всех водосборов изучаемой территории [9]. На основе анализа знака весовых нагрузок на вторую компоненту разложения в гидрологических исследованиях делают вывод о степени синхронности колебаний изучаемой величины во времени. По этому признаку можно выделить бассейн р. Сейма, отличающийся более высокими отметками поверхности по сравнению с средней и нижней частями бассейна Десны.

Для поиска связей между весовыми нагрузками на первые три компоненты разложения по естественным ортогональным функциям и морфометрическими характеристиками использованы методы парной и множественной регрессии [7].

В качестве предполагаемых предикторов были выбраны следующие: координаты центров тяжести и средние высоты водосборов, залесенность и средневзвешенные уклоны [10].

На основе применения метода пошаговой регрессии установлено, что весовые нагрузки на первую компоненту разложения, соответствующую наиболее крупномасштабному процессу, зависят от площади водосбора F и его залесенности $f_{лi}$. Уравнение, описывающее эту связь, имеет следующий вид

$$\omega_{1i} = 0,0479 \lg F_i - 0,0018 f_{лi} - 0,0922, \quad R = 0,87, \quad (1)$$

где ω_{1i} – весовые коэффициенты, отражающие вклад первой компоненты в формирование стока взвешенных наносов i – ого водосбора; F – площадь водосбора, км²; $f_{лi}$ – залесенность i – ого водосбора, %; R – коэффициент множественной регрессии.

Весовые нагрузки на вторую компоненту ω_{2i} связаны со средней высотой водосборов

$$\omega_{2i} = 0,0128 H_{ср} - 2,28, \quad r = 0,68, \quad (2)$$

где $H_{срi}$ – средняя высота i –ого водосбора; r – коэффициент корреляции.

Выводы. Полученные зависимости позволяют сделать вывод о том, что определяющим фактором формирования годового стока взвешенных наносов рек бассейна р.Десна является площадь водосбора; чем больше площадь, тем большее количество продуктов эрозии почв поступает в русло реки. Залесенность, напротив, защищая почву от размыва, способствует снижению интенсивности эрозионных процессов. Роль такой морфометрической характеристики как средняя высота водосборов проявляется на уровне физических процессов меньшего масштаба, т.е. на уровне второго по значимости физического процесса, формирующего сток взвешенных наносов. Чем больше средняя высота водосборов, тем более значим вклад второй компоненты. Можно предположить, что средняя высота водосборов в определенной степени содержит в себе информацию об уклонах. Как правило, на территориях с большими отметками земной поверхности уклон склонов больше, чем на равнине.

Для третьей и других компонент более высоких порядков связь с морфометрическими и гидрографическими характеристиками не установлена.

Установленные закономерности пространственного распределения стока взвешенных наносов и полученные зависимости могут быть использованы для генерации хронологических рядов годового стока взвешенных наносов для рек бассейна р. Десна при отсутствии данных наблюдений.

Список литературы

1. Бобровицкая Н.Н. Зависимость среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек Европейской территории СССР от физико-географических факторов //Труды ГГИ – 1972. – Вып. 191. – с. 68-84.
2. Горецкая З.А. Закономерности распределения стока взвешенных наносов на территории Украины // Труды УкрНИИГМИ – 1974. – Вып.127. – с. 122-131.
3. Горецкая З.А. О стоке взвешенных наносов Украинских Карпат // Труды УкрНИИГМИ – 1971. – Вып.120. – С. 122-131.
4. Лисицына К.Н., Александрова В.И. Сток наносов рек Европейской территории СССР //Труды ГГИ – 1972. – Вып. 191. – С. 23-52.

5. Лобода Н.С., Ехнич М.П., Шаменкова О.И. Параметризация гидрологических процессов на основе метода главных компонент // Наукові праці УкрНДГМІ. – Вип.251. – К.: Ніка-Центр. -2003. – С.32-37.
6. Лобода Н.С., Ехнич М.П. Выделение основных факторов формирования стока наносов с применением метода главных компонент // Тезисы докладов VI Всероссийского гидрологического съезда (28 сентября-1 октября 2004г.). – Санкт-Петербург. – 2004. – С.94-96.
7. Школьный С.П., Лоева И.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: навчальний підручник. – К.: Міносвіти України, 1999. –600с.
8. Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 302с.
9. Лобода Н.С. Расчёты и обобщение характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208с.
10. Лобода Н.С., Ехнич М.П. Районирование характеристик годового стока наносов в бассейне р. Десны. //Матеріали I міжнародної науково-практичної конференції “Науковий потенціал світу 2004”. (1-15 листопада 2004року). – Дніпропетровськ: Наука і освіта. – 2004. – Т.4. (Географія та геологія). – С.16-17.

Використання ПОФ-аналізу для встановлення основних предикторів формування полів річного стоку завислих наносів (на прикладі річок басейну р. Десна).

Лобода Н.С. , Єхніч М.П.

На основі дослідження статистичної структури полів завислих наносів у басейні р. Десна встановлено, що такі морфометричні характеристики водозборів як їх площа, середня висота та залісеність відображають головні закономірності просторового розподілу цих полів і можуть бути використаними в якості предикторів при розробці методики розрахунків характеристик стоку завислих наносів для територій з відсутністю даних спостережень.

Ключові слова: *завислі наноси, морфометричні характеристики, вагові навантаження*

Using EOF analysis for revealing main predictors forming annual suspended sediments fields (on example of Desna catchment rivers). Loboda N.S., Yechnich M.P.

On the base of investigation of statistical structure of suspended sediments fields there was established that the morphometric characteristics of catchments as areas, average elevations, forestness reflect main regularities of spatial distribution of suspended sediments discharges for Desna catchment, where data of observation are absent.

Keywords: *suspended sediments, morphometric characteristics of catchments*

УДК 556.54

Е.Д. Гопченко, д.г.н., проф, А.И. Черой, асп.

Одесский государственный экологический университет

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ КИЛИЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ДУНАЙ И ДНА ЕЁ УСТЬЕВОГО ВЗМОРЬЯ

Тенденция выдвигения морского края Килийской дельты за последние 20 лет сохраняется. Процессы аккумуляции на украинском участке морского края преобладают над эрозией. Средняя скорость выдвигения морского края за 1984 – 2005 гг. изменяется от 0,3 до 37 м/год. Глубины взморья устья в основном также смещаются в море. Надежные корреляционные зависимости между отдельными элементами гидрометеорологического режима и характеристиками динамики морского края не выявлено.

Ключевые слова: морской край, дельта Дуная, устьевое взморье.

Вступление. Морской край дельты Дуная (МКД) и его устьевое взморье представляют собой участок, интенсивно изменяющийся в течение довольно непродолжительного времени. К естественным факторам, формирующим морской край дельты, относятся вынос рекой взвешенных и влекомых наносов, вдольбереговые течения и связанный с ними перенос морских наносов, а также деформации, вызванные морским волнением.

Изменения, происходящие при этом, удаётся отследить с помощью космических снимков различных лет, а также используя информацию геодезических съёмок и промерных гидрологических работ на устьевом взморье. За последние десятилетия морской край дельты Дуная проявляет тенденции выравнивания и сглаживания. Причина этому - сократившийся твердый сток реки, а также перераспределение стока воды и наносов между главными рукавами дельты [1].

Целью работы является оценка динамики морского края Килийской дельты за последние 20 лет и установление связей между деформациями морского края и обуславливающими их факторами.

Материалы и методы исследований. В работе использованы архивные материалы наблюдений Дунайской гидрометеорологической обсерватории (г. Измаил) за стоком и уровнями воды, стоком наносов, ветровым режимом в Килийской дельте Дуная, а также данные специальных наблюдений за динамикой МКД, выполненные на протяжении 1984-2005 гг. на 12 постоянных профилях (рис.1).

Рабочая гипотеза состоит в том, что на положение морского края Килийской дельты и на рельеф дна устьевое взморье наибольшее влияние оказывают следующие факторы: среднегодовые расходы воды и взвешенных наносов Q_{20} , R_{20} (рукав Килийский, г/с 20 км); среднегодовой уровень моря по МГП Усть-Дунайск $H_{уд}$; относительная штормовая активность (ОША), взятая из [1]; обеспеченность (%) ежедневных расходов воды в году $P_{Q_{20}}$ с величиной, превышающей 5200 м³/с, (по данным г/с Килийский, 20 км) и соответствующий русло-и дельтоформирующему его значению в вершине дельты Дуная[2]; обеспеченность (%) в году ежедневных расходов взвешенных наносов P_R с величиной, превышающей 460 кг/с (по данным г/с Килийский 20 км). Расход взвешенных наносов 460 кг/с определен по графику связи между измеренными расходами воды и взвешенных наносов как соответствующий расходу воды 5200 м³/с. Обеспеченность дней в году с ветрами восточных направлений и величиной, превышающей 8 м/с P_W взята по данным МГП Усть-Дунайск. Все величины рассчитаны за период с августа одного года по июль следующего. Показатели факторов, определяющих динамику МКД и дна прибрежной зоны, приведены в табл. 1.

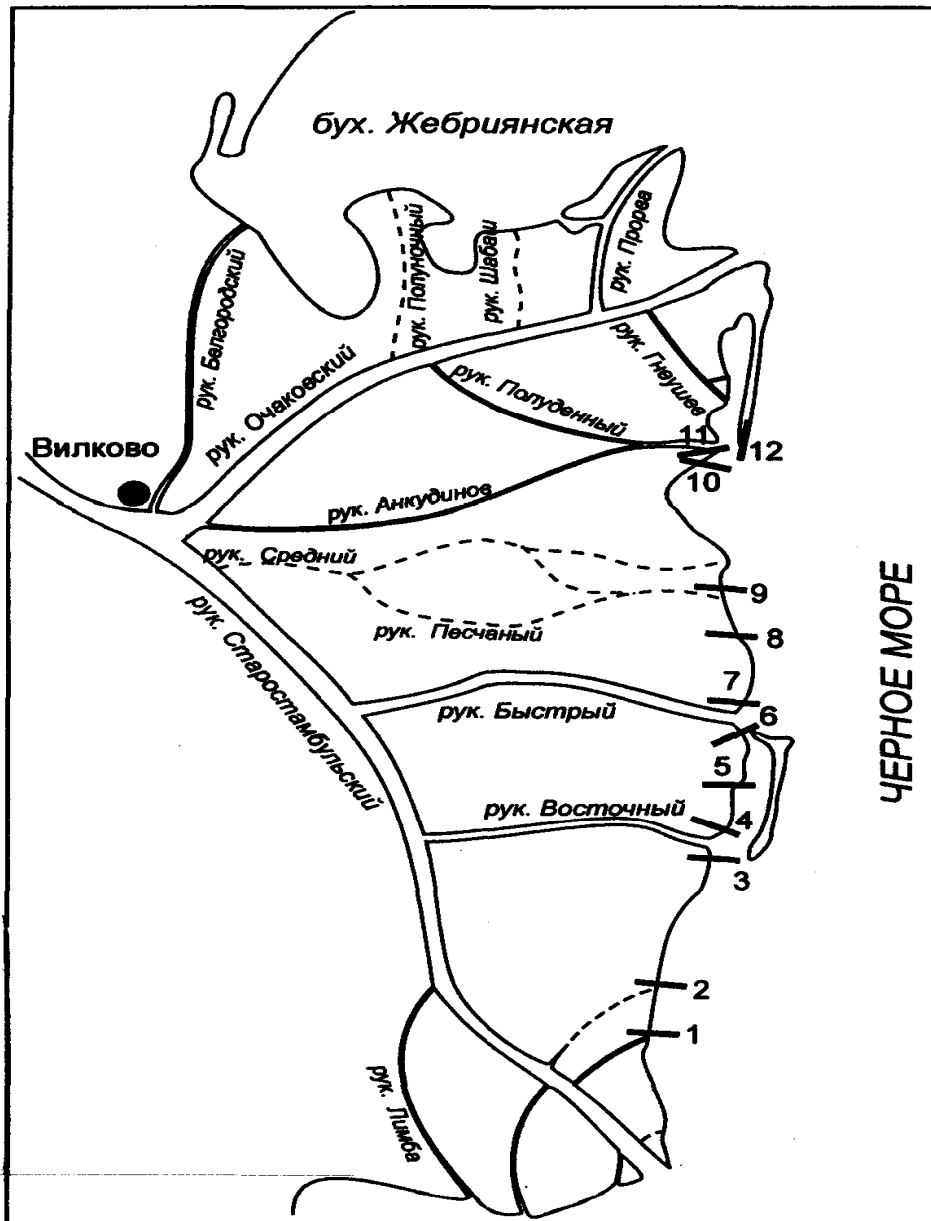


Рисунок 1 – Схема положения профилей для наблюдения за динамикой МКД и устьевое взморья

1- Левая устьевая коса рук. Цыганского, 2 – Коса севернее бывшего устья рук. Заводницкого, 3,4 – Правая и левая устьевые косы рук. Восточный, 5 – Коса между устьями рук. Восточного и Быстрого, 6,7 – Правая и левая косы рук. Быстрого, 8 - Коса между устьями рук. Быстрого и бывшим устьем рук. Среднего, 9 – Коса севернее бывшего устья рук. Среднего, 10,11 – Правая устьевая коса рук. Полуденного, 12 – Южная оконечность Потаповской косы.

Результаты исследований и их анализ. В качестве количественных характеристик динамики МКД в течении прошедшего периода приняты изменения расстояний от постоянного начала до уреза, а также до 2,3,4 и 5- метровых изобат. Для установления тесноты зависимостей между произошедшими изменениями и определяющими их факторами были рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции (табл.2). Анализируя полученные в результате расчетов данные, можно сделать вывод о том, что ни один из представленных в работе показателей не имеет линейной или близкой к линейной связи с динамикой МКД и устьевого взморья. Все коэффициенты корреляции оказались очень низкими. Подобные значения коэффициентов были получены и по другим створам. Некоторое увеличение их налевой косе рук. Цыганский при короткой длине рядов скорее может рассматриваться как случайное. Поэтому смещение морского края и особенно глубин устьевого взморья прогнозировать в настоящее время не представляется возможным. Однако на каждом профиле можно выделить некоторые тенденции динамики за определенные периоды времени. В табл. 3 приведены средние скорости смещения береговой черты и глубин взморья. Как видно из этой таблицы, на профиле, расположенном севернее бывшего Среднего рукава, наблюдается аккумуляция наносов, морской край за период 1984-2005 гг. выдвинулся в море на 96 м. На профиле Полуденной косы выдвигание за период 1992 – 2001 гг. составило 95 м, следующие 3 года положение МКД оставалось стабильным. Данные экспедиций 2004, 2005 гг. указывают на отступление края дельты около 8 м, которое связано с блокирующим действием Потаповской косы и, как следствие, изменения струи течения, воздействующей на правую косу рук. Полуденный. Сама Потаповская коса интенсивно выдвигается вдоль МКД в южном направлении. За 1990 – 2005 гг. надводная её часть стала на 520 м больше, а за последний год ещё на 50 м. Левая устьевая коса рук. Быстрый за период 1984-1991 гг. отступила на 80 м, а после сильных штормов 1991-1992 г. – ещё на 112 м. В тоже время 2-х метровая изобата за этот год приблизилась к МКД на 290 м. С 1984 г., после скачкообразного выдвигания МКД, урез моря смещался к берегу, но с 2002 г. вновь прослеживается его выдвигание. Между рук. Быстрый и Восточный в 1997-1998гг. образовалась надводная коса, названная Птичьей, МКД скачкообразно выдвинулся в море. Между прежним морским краем и новым МКД образовался кут с глубинами 1,1-1,2 м.

Ширина кута по створу расположенному между рукавами Восточный и Быстрый, по состоянию на 2005 г., составила 670 м.

До образования косы глубины взморья смещались от берега, а после её образования, наоборот, к берегу. За последние 3 года глубины взморья вновь отступают. Необходимо отметить, что коса Птичья подвергается сильным плановым и высотным деформациям. Так, за 2003 -2004 гг. она полностью поменяла свой рельеф: средняя высота косы относительно уреза уменьшилась более чем в 2 раза, а ширина - возросла в 1,5 раз. По данным 2005 г., ширина косы по створу составляет 77,5 м. Птичья коса за рассматриваемый период усиливала своё влияние и на морской край, расположенный на выходе рук. Восточный. По профилю она имеет подводное положение, но в скором времени следует ожидать её выход на поверхность воды и скачкообразное смещение МКД.

Профиль на левой косе бывшего рук. Заводнинский за 1984-2005 гг. остаётся относительно стабильным, однако удаётся проследить незначительное смещение МКД и прибрежных изобат в сторону моря.

Левая устьевая коса рук. Цыганский имеет тенденцию смещения в море, это же относится и к его подводному склону. Здесь МКД за 1990-2005 гг. выдвинулся в море на 25 м.

Таблица 1 – Показатели факторов, определяющих динамику МКД

Периоды изменения	Относительная штормовая активность (ОША)	P_w (%)	Q_{20} (M^3/c)	P_{Q20} (%)	R_{20} (кг/с)	P_R (%)	$H_{усть-Дунайск,(см)}$
1984-1985	5111	7,83	3730	20,56	620	31,23	476
1985-1986	5296	6,33	3880	10,97	610	45,77	479
1986-1987	7843	5,42	3540	21,25	590	38,36	479
1987-1988	7930	7,67	3760	14,80	1100	37,53	493
1988-1989	9313	8,33	3020	0	420	24,11	484
1989-1990	8602	7,08	2730	0	190	5,75	481
1990-1991	9350	11,00	2850	9,45	820	13,15	487
1991-1992	18381	12,75	3260	8,77	690	23,29	489
1992-1993	8155	4,92	2670	0	230	12,05	482
1993-1994	11693	10,17	3310	6,58	260	14,25	489
1994-1995	9791	4,33	3250	9,04	300	25,21	495
1995-1996	4986	4,00	3520	22,50	430	24,38	494
1996-1997	6077	3,33	3870	5,00	360	23,56	496
1997-1998	7310	5,50	3450	3,89	350	17,53	503
1998-1999	3906	5,08	4640	39,17	480	35,89	503
1999-2000	3192	2,08	3870	25,13	340	20,55	504
2000-2001	4315	5,66	3140	11,77	210	5,21	503
2001-2002	3056	2,75	3080	0	250	3,84	500
2002-2003		7,42	3440	3,33	310	25,21	507
2003-2004		5,50	3010	13,93	190	11,78	508
2004-2005		4,83	4060	28,89	630	45,48	512

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции между характеристиками динамики МКД и показателями факторов, её определяющих

Показатель фактора	Левая коса рук. Цыганский					Показатель фактора	Левая коса рук. Восточный				
	Урез	2	3	4	5		Урез	2	3	4	5
Q ₂₀ (м ³ /с)	-0,41	0,52	0,53	0,29	-0,11	Q ₂₀ (м ³ /с)	-0,44	-0,15	-	-	-
R ₂₀ (кг/с)	-0,09	0,26	0,37	-	-0,46	R ₂₀ (кг/с)	-0,08	-0,50	-	-	-
P _{Q20} (%)	-0,41	0,71	0,33	0,29	0,12	P _{Q20} (%)	-0,48	-0,15	0,02	-	-
P _{R20} (%)	-0,48	0,34	0,404	-	-0,49	P _{R20} (%)	-0,48	-0,04	-	0,03	-
P _{w≥8} (%)	0,30	-	-0,52	-	-0,50	P _{w≥8} (%)	0,05	-0,46	-	-	-
ОША	-	-	-	-	-	ОША	0,17	-0,29	-	-	-
Нуд (см)	-0,07	0,43	0,23	0,23	0,121	Нуд (см)	-0,09	-0,17	-	-	-
Показатель фактора	Левая коса рук. Быстрый					Показатель фактора	Севернее рук Средний				
	Урез	2	3	4	5		Урез	2	3	4	5
Q ₂₀ (м ³ /с)	-0,27	0,39	0,28	0,11	-0,16	Q ₂₀ (м ³ /с)	-0,40	0,058	-	-	-
R ₂₀ (кг/с)	-0,25	0,14	0,25	0,18	-0,15	R ₂₀ (кг/с)	0,18	-0,07	-	-	-
P _{Q20} (%)	0,11	0,24	0,16	-	-0,24	P _{Q20} (%)	-0,31	0,07	-	0,13	0,06
P _{R20} (%)	-0,32	0,11	0,11	0,09	0,11	P _{R20} (%)	-0,01	-0,19	-	-	0,09
P _{w≥8} (%)	-0,18	-	0,45	0,63	0,22	P _{w≥8} (%)	0,42	-0,37	-	-	-
ОША	-	-	-0,16	0,05	0,08	ОША	0,27	-	-	-	-
Нуд (см)	0,26	0,17	-0,01	-	-0,24	Нуд (см)	-0,55	0,10	-	-	0,03

Таблица 3 – Средние скорости смещения МКД и изменения глубин устьевого взморья (м/год)

Период	Левая коса рук. Цыганский					Период	Левый берег рук. Заводнинский.				
	урез	2	3	4	5		урез	2	3	4	5
1993-2000	-2,1	+15	+27	+12	-	84-88	+3,5	+24	+7	+18	+34
2000-2005	+3,6	+29	+23	+50	-	88-93	+6,4	-38,2	-8	+9,4	+21
1993-2005	+0,3	+21	+26	+28	-	93-01	+0,9	+6,4	+2,9	-2,3	-8,3
						01-05	+0,9	+32,5	+50	+63	+38
						84-05	+2,7	+4,1	+10	+17	+15,4
Период	Левая коса рук. Восточного					Период	Между рук. Восточный и Быстрый				
	урез	2	3	4	5		урез	2	3	4	5
1984-1988	-1,5	-43	-19	+4,5	-	84-88	+8,8	+4,3	+6,3	+35	+66
1988-1993	-2,6	+51	+60	-	-	88-95	+8,7	0,4	+24	+43	+85
1993-2001	+1	-6,3	-3,3	-	-	95-03	+89,5	-25	-16	-58	-96
2001-2005	0	+7,5	-13	+20	+40	03-05	-12,5	+33	-63	+28	+63
1984-2005	+0,3	+3	+7	+12	+24	84-05	+37	-5,4	-2,7	-2,6	+10,5
Период	Левая коса рук. Быстрый					Период	Севернее рук. Средний				
	урез	2	3	4	5		урез	2	3	4	5
1984-1990	-28	-8,8	+28	+54	+63	84-88	+2,3	+23	-10	-6,3	-68
1990-2000	-1,6	+20,8	-1,3	+9,4	-48	88-93	+3,2	+0,4	+57	+4,2	+18
2000-2005	+11,5	+1	-3,2	-39	-33	93-01	+11	+0,4	-15,3	+11	+4,3
1984-2005	+6	+7,6	+6,7	+1,5	-13	01-05	+2,4	+25	+50	+19	+38
						84-05	+5,8	+9,4	+15,2	+7,4	+0,2

Выводы. На основе выполненного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Анализ материалов натуральных наблюдений за динамикой морского края Килийской дельты за период 1984-2005 гг. указывает на сохранение тенденции выдвигания МКД на участке от устья рук. Полуденного до устья рук. Цыганского. В Килийской дельте Дуная и на прилегающей акватории устьевого взморья процессы аккумуляции наносов преобладают над эрозией.
2. Средняя скорость выдвигания МКД за 1984–2005 гг. изменяется от 0,3 до 31 м/год. При этом наиболее динамичные участки расположены вблизи устья рукава Быстрого – одного из крупнейших водотоков Килийской дельты Дуная.
3. Надежные корреляционные зависимости между отдельными элементами гидрометеорологического режима Килийской дельты и характеристиками динамики её морского края не выявлены.
4. Для установления количественных характеристик процессов дельтообразования на морском крае дельты Дуная необходимо проведение дополнительных специальных исследований, в том числе - экспедиционных.

Список литературы

1. *Гидрология дельты Дуная.* М.: ГЕОС, 2004, 448 с.
2. *Бабич Д.Б., Михайлов В.Н., Морозов В.Н.* Оценка руслоформирующих расходов воды в дельтах крупных рек -Вестн. Моск. ун-та, сер 5, география, 1985, №1.

Динаміка морського краю Килійської дельти річки Дунай і dna її гирлового узмор'я. Гопченко Є.Д. Черой О.І.

Тенденція висунення морського краю Килійської дельти за останні 20 років зберігається. Процеси акумуляції на українській ділянці морського краю переважають над ерозією. Середня швидкість висунення морського краю за 1984 – 2005 рр. змінюється від 0,3 до 37 м/рік. Глибини гирлового узмор'я в основному також зміщуються в море. Надійні кореляційні залежності між окремими елементами гідрометеорологічного режиму і характеристиками динаміки морського краю не виявлено.

Ключові слова: морський край, дельта Дунаю, гирлове узмор'є.

Dynamics of marine edge of Danube Kiliya delta and bottom of its estuarine coast. **Gopchenko E. Cheroy O.**

The tendency of advancement of estuarine coast of Kiliya delta for the last 20 years is saved. The processes of accumulation on the Ukrainian area of marine edge prevail above erosion. Middle speed of advancement of marine edge for 1984 – 2005 changes from 0,3 to 37 m per year. The depths of estuarine coast are mainly also displaced in the sea. The reliable correlation dependences between the separate elements of the hydrometeorological regime and descriptions of dynamics of estuarine coast are not found.

Keywords: marine edge, delta of Danube, estuarine coast.

Лобода Н.С., проф., Нгуен Ву Ань, асп.

Одесский государственный экологический университет

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ГОДОВОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ Р.УССУРИ И СТОКОФОРМИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Выделены оптимальные предикторы формирования годового стока на базе анализа связей базисных функций первых компонент разложения полей годового стока с количественными показателями стокоформирующих факторов.

Ключевые слова: главные компоненты, базисные функции, масштабы процессов, регрессионный анализ, факторы стока

Вступление. Согласно физико-географическому районированию территории бывшего Советского Союза [1] бассейн р.Уссури расположен на территории физико-географической Северо-Притихоокеанской страны в Сихоте-Алиньской горной области в районе муссонного дальневосточного климата. Средние высоты водосборов изменяются от 150 до 1000 м над уровнем моря, залесенность – от 70 до 100%, уклоны от 1 до 30 промилле. Летние муссоны проникают в бассейн через хребты Сихоте-Алиня, оставляя запасы влаги на склонах окружающих гор. Значительная заболоченность и наличие заболоченных лесов характерны для рек Иман, Бикин. Основной состав почв – горные бурые лесные. Согласно гидрологическому районированию [6] на территории водосбора можно выделить два основных района – Центральная часть Сихоте-Алиня (притоки Иман, Бикин, Хор) и Западный склон Сихоте –Алиня (бассейны рек Даубихе и Улахе). Основное различие водного режима этих рек состоит во вкладе паводков и половодий в формирование годового стока. Для первого района характерен интенсивный паводочный режим, обусловленный воздействием летних муссонов. Для второго более выражена роль весеннего половодья.

Анализ последних достижений и публикаций. Для расчета характеристик годового стока неизученных и малоизученных в гидрологическом отношении рек для рассматриваемой территории выполнены следующие географические обобщения [6]: разработана схематическая карта изолиний среднего годового стока и карта изолиний коэффициента вариации, предложена расчетная зависимость для коэффициента вариации годового стока вида, отражающая тенденцию к снижению многолетней изменчивости годового стока с ростом площади водосбора и среднемноголетних величин годового стока:

$$Cv = \frac{A}{F^{0.13} \bar{q}^{0.36}}, \quad (1)$$

где Cv - коэффициент вариации годового стока;

A - параметр, отражающий влияние природных факторов на изменчивость годового стока, и представленный в виде карты изолиний;

F - площадь водосбора, км²;

\bar{q} - норма годового стока, л/скм², которая рассматривается в качестве интегрального показателя водности реки.

Ввиду сложного взаимодействия климатических факторов и орографии, точность определения характеристик годового стока по картам не удовлетворяет

Целью статьи является установление наиболее значимых предикторов расчетных зависимостей характеристик стока, выполненное на базе анализа статистической структуры полей годового стока с использованием метода ЕОФ (естественных ортогональных функций или метода главных компонент).

Материалы и методы исследования. В соответствии с основными положениями метода главных компонент любой элемент матрицы исходных наблюдаемых значений φ_{ij} (на i -том рассматриваемом объекте в j -тый момент времени) может быть рассчитан, если проблема собственных векторов решена [8,10]

$$\varphi_{ij} = \sum_{k=1}^m U_{ki} z_{kj}, \text{ при } i = 1, m; j = 1, n \quad (2)$$

где φ_{ij} - составляющие j -того случайного вектора (поля) центрированных и нормированных исходных данных, которое подлежит разложению;

U_{ki} - весовые коэффициенты, отражающие вклад i -того объекта в каждую k -тую компоненту, или составляющие собственных векторов матрицы корреляций; z_{kj} - составляющие k -той компоненты разложения;

m - число объектов;

n - длина исходных рядов.

Значения U_{ki} изменяются в пространстве при переходе от объекта к объекту, но не зависят от времени. Система функций U_{ki} часто представляется как функция координат (x_i, y_i) для i -того объекта

$$U_{ki} = f(x_i, y_i) = U_k(x_i, y_i) \quad (3)$$

Составляющие вектора-строки матрицы $Z [z_{k1} \ z_{k2} \ \dots \ z_{kp} \ \dots \ z_{kn}]$ могут быть представлены как функция времени (амплитудная функция) и являются общими для всех объектов [2,7,8,10]

$$z_{kj} = f(t) = z_k(t) \quad (4)$$

В связи с вышеизложенным, формула (1) может быть представлена в виде

$$\varphi(x, y, t) = \sum_{k=1}^m U_k(x, y) z_k(t), \quad (5)$$

При рассмотрении только первых компонент разложения, в которых содержится основная часть информации, заключенная в исходных полях, выражение (5) преобразуется к виду

$$\varphi_{ij} = \sum_{k=1}^p U_{ki} z_{kj}, \text{ при } i = 1, m; j = 1, n \quad (6)$$

где p - число первых компонент.

Если речь идет о разложении по естественным ортогональным функциям матрицы ковариаций, то

$$\Delta x_{ij} = \sum_{k=1}^p w_{ki} z_{kj} \quad (7)$$

Возможен и обратный переход от результатов разложения к исходным рядам, которое осуществляется по выражению

$$\tilde{x}_{ij} = \bar{x}_i + \sigma_i \sum_{k=1}^p U_{ki} z_{kj} + \varepsilon; \text{ при } i = 1, m; j = 1, n \quad (8)$$

или

$$\tilde{x}_{ij} = \bar{x}_i + \sum_{k=1}^p w_{ki} z_{kj} + \varepsilon; \text{ при } i = 1, m; j = 1, n, \quad (9)$$

где \tilde{x}_{ij} - сглаженное (восстановленное по первым p - компонентам) значение исходной характеристики; \bar{x}_i - среднее арифметическое значение исходного ряда; σ_i - среднее квадратическое отклонение исходного ряда; w_{ki} - весовые коэффициенты амплитудной функции (компоненты), являющиеся составляющими собственного вектора разложения матрицы ковариаций; ε - случайная ошибка, вызванная сокращением числа компонент.

Прикладное применение выражения (8) носит название “фильтрации” исходных данных и позволяет представить процесс в виде искусственного хронологического ряда, который отражает свойства только тех p компонент, а, следовательно, и соответствующих им физических процессов различных масштабов, которые были введены в (9). При этом используются амплитудные функции (компоненты) и весовые коэффициенты (значения собственных векторов матрицы ковариаций) первых составляющих разложения, а также среднегодовые величины \bar{x}_i . Полученный хронологический ряд является сглаженным, так как не учитывает влияние на формирование исследуемой величины процессов более мелкого масштаба [8]. Чтобы использовать (9) в гидрологических расчетах, необходимо установить физическое содержание входящих в него величин и функций.

Для разложения полей годового стока по естественным ортогональным функциям стока были использованы данные по 20 рядам годового стока за период совместных наблюдений с 1960 по 1986 гг., т.е. продолжительность наблюдений составила 27 лет.

Результаты исследования и их анализ. Распределение весовых w_{ki} в пространстве является детерминированным. Весовые коэффициенты w_{ki} (нагрузки) k - той компоненты разложения показывают роль этой компоненты в формировании ряда годового стока на каждом из i - том водосборе. Поскольку каждая из компонент является математическим описанием физического процесса заданного масштаба, определяющего вид поля годового стока в пространстве, то логически правильным будет предположение о том, что весовые коэффициенты описывают основные особенности структуры поля исследуемой величины и могут быть связаны с количественными характеристиками условий формирования стока на водосборе [2,3,4,7]. Таким образом, поиск пространственных закономерностей распределения весовых нагрузок w_{ki} на первые компоненты разложения и выявление их связей с

различными стокоформирующими факторами, позволит выделить среди них наиболее значимые.

При использовании для разложения по естественным ортогональным функциям ковариационных матриц вклад первой составляющей разложения полей годового стока по естественным ортогональным функциям составляет 65% суммарной дисперсии, на второй – 21%, третьей – 6%, четвертой – 2%. Первые две компоненты разложения описывают 86% информации, содержащейся в исходных данных, а первые четыре – 94%.

Параметризация полей годового стока в виде весовых коэффициентов w_{ki} позволяет установить связи с различными показателями стокоформирующих факторов, как климатических, так и отражающих особенности подстилающей поверхности. В качестве основных показателей стокоформирующих факторов были рассмотрены: условные координаты центров тяжести водосборов (y - широта, x - долгота); логарифм площади водосбора $\lg F$; \bar{X} - средняя многолетняя величина осадков; средняя высота водосбора H_{CP} ; заболоченность f_B , залесенность f_L , уклон I .

В результате применения метода множественной линейной регрессии с пошаговым выбором оптимальных предикторов [5,6] были получены следующие выражения:

- для первого, наиболее крупномасштабного стокоформирующего процесса

$$w_{1i} = -0.0041x + 0.243; r = -0.62, \quad (9)$$

$$w_{1i} = 0.0043x + 0.002f_L + 0.0672; R = 0.89; \quad (10)$$

- для второго по масштабности стокоформирующего процесса

$$w_{2i} = -0.0451y + 0.333; r = -0.97, \quad (11)$$

$$w_{2i} = -0.0445y - 0.000270\bar{X} + 0.566; R = 0.98; \quad (12)$$

- для третьего по своему вкладу в суммарную дисперсию процесса связей с перечисленными предикторами не установлены;
- для четвертого, наименее значимого, процесса

$$w_{4i} = -0.000523H_{CP} - 0.248; r = 0.53, \quad (13)$$

где r - коэффициент парной корреляции;

R - коэффициент множественной корреляции.

Дальнейшие исследования показали, что для весовых коэффициентов третьей компоненты разложения можно выделить зависимости от широты y , разделив предварительно исследуемый водосбор на две части – северную и южную (рис.1). В этом случае установленные связи принимают вид :

- для южной части водосбора

$$w_{3i} = -0.1396y + 0.482; r = 0.85; \quad (14)$$

- для северной части водосбора

$$w_{3i} = 0.0640y - 0.743; r = 0.97, \quad (15)$$

Выводы. Анализ пространственного распределения весовых нагрузок на первые компоненты разложения полей годового стока по естественным ортогональным функциям показал, что крупномасштабные физические процессы (первый и второй), описывающие 85% суммарной дисперсии исходных данных, определяют зависимость пространственного распределения годового стока от координат (x,y) центров тяжести водосборов. Под крупномасштабными стокоформирующими физическими процессами понимают атмосферные процессы, проходящие над исследуемой территорией [2,3,7]. Зависимость первой базисной функции от долготы (x) отражает влияние поступления влажных морских масс воздуха в условиях муссонного климата. Определенным образом здесь проявляется влияние залесенности. Как отмечено в [6], в высокогорных районах, где низкая облачность может быть источником конденсации влаги на листьях и стволах деревьев, дополнительно образовавшееся количество осадков может достигать 25% и больше.

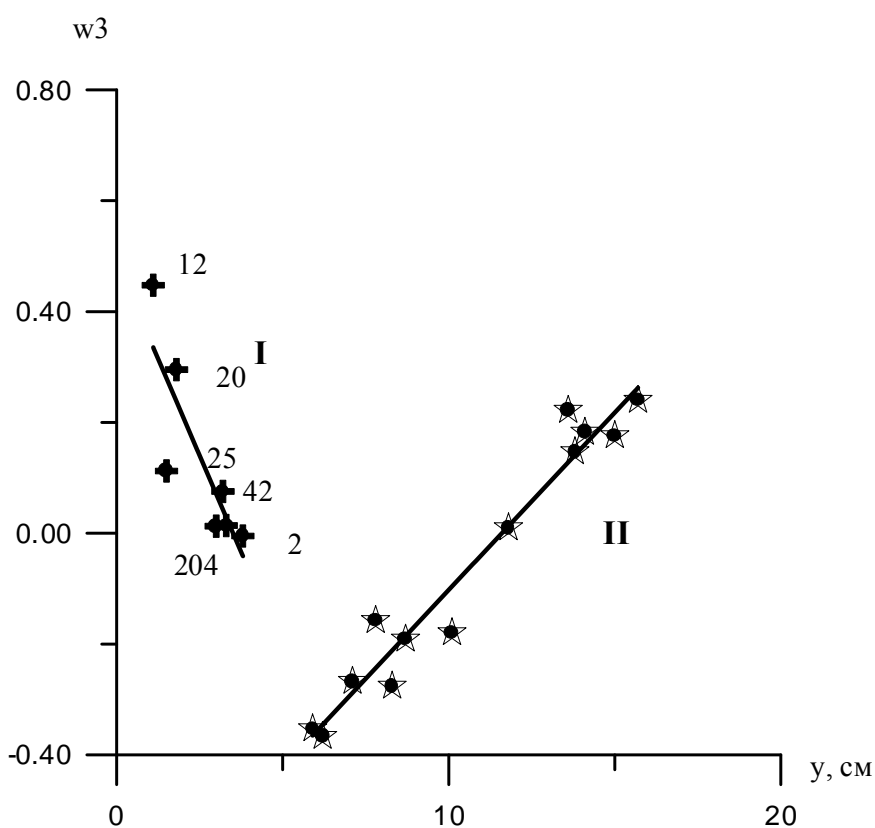


Рисунок 1 – Связи весовых нагрузок на третью компоненту разложения с широтой местности

I – водосборы рек Даубихе и Улахе; II – водосборы рек Иман, Бикин, Хор

Второй по значимости физический процесс обуславливает закономерности распределения годового стока по широте, и связан с пространственным распределением норм годовых осадков \bar{X} . Выделение двух группировок точек при анализе зависимостей w_{3i} от y показало, что существует различие между условиями формирования стока на севере и юге водосбора, проявляющееся только на уровне процессов мезомасштаба. Воздействие на формирование стока такого фактора, как

висота місцевості, нашло своє відображення тільки в четвертій компоненті розкладання, яка описує тільки 2% вихідної інформації.

Таким чином, до числа основних предикторів використовуваних при складанні методик розрахунок характеристик стоку незведених водосборів басейна річки Уссури можуть бути віднесені: координати центрів тяжкості водосборів, середні багаторічні величини річних опадів, лісованість.

Список літератури

1. *Атлас СРСР*. - М.: Головне управління геодезії і картографії. - 1985. - 260 с.
2. *Карасев І.Ф., Савельєва Л.Н.* Розкладання гідрологічних полів на природні ортогональні складові і розрахунок шарів стоку весняного поводдя незведених річок // *Моделювання і прогнози гідрологічних процесів*. - Л.: РГГМІ, 1992. - Вип.113. - С.76-84.
3. *Лобода Н.С.* Застосування методу головних компонентів до дослідження закономірностей багаторічних коливань річного стоку і його кліматичних факторів // *Межвед. научн. сб. України. - Метеорологія, кліматологія і гідрологія*. - Одеса. - 1999. - Вип. 38. - С. 104- 112.
4. *Лобода Н.С.* Розрахунок і узагальнення характеристик річного стоку річок України в умовах антропогенного впливу. - Одеса: Екологія, 2005. - 208 с.
5. *Мостеллер Ф., Тююкі Дж.* Аналіз даних і регресія. - М.: Фінанси і статистика. - 1982. - 120 с.
6. *Ресурси поверхневих вод СРСР*. - Л.: Гідрометеоиздат, 1972.- т.18, вип.3: Примор'є. - 628 с.
7. *Смирнов Н.П., Склярєнко В.Л.* Методи багатовимірного статистичного аналізу в гідрологічних дослідженнях. - Л.: Ленінгр. ун-т, 1986. - 192 с.
8. *Шкільний Є.П., Лосєва І.Д., Гончарова Л.Д.* Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. - К.: Міністерство освіти України, 1999. - 600 с.
9. *Loboda N., Glushkov A., Khohlov V.* Using meteorological data for reconstruction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal function approach to Moldova-Southwest Ukraine region // *Atmospheric Research*. - 2005. - Vol 77/1-4. - P. 100-113.
10. *Sauquet, E., Krasovskaia, I., Leblois, E.* Mapping mean monthly runoff pattern using EOF analysis. *Hydrol. Earth System Sci.* - 4. - 2000.- P. 79-93.

Статистична структура полів річного стоку в басейні р.Уссури та стокоформуєчі фактори. Лобода Н.С., Нгуєн Ву Ань

Виділені оптимальні предиктори формування річного стоку на базі аналізу зв'язків базисних функцій перших компонент розкладання полів річного стоку з кількісними показниками стокоформуєчих факторів.

Ключові слова: головні компоненти, базисні функції, масштаби процесів, регресійний аналіз, фактори стоку

Statistical structure of annual flow fields of river Ussuri and main factors.

Loboda N.S., Nguyen Vu Anh

Optimal predictors of annual runoff forming were received by regression analysis of first components (method NOF) and quantitative indexes of flow factors.

Key words: main components, basic functions, process scales, regression analysis, flow factors

УДК 504:4.062

Є. В. Обухов

Доктор економічних наук

Одеський державний екологічний університет

МІЛКОВОДДЯ ДНІПРОВСЬКИХ ВОДОСХОВИЩ ТА ЇХ ЕКОНОМІКО - ЕКОЛОГІЧНІ ПИТОМІ ПОКАЗНИКИ

Розглядається сучасний стан мільководь та їх роль у функціонуванні екосистем дніпровських водосховищ. Наводяться розраховані економіко-екологічні (за площею) питомі показники мільководь водосховищ Дніпровського каскаду та їх аналіз.

Ключові слова: мільководдя, водосховища, економіко-екологічні питомі показники, каскад, екосистема, заходи.

Постановка проблеми. Сучасний експлуатаційний режим дніпровських водосховищ склався в результаті багатоетапних погоджень та ув'язок багатогалузевих та внутрішньогалузевих суперечностей, завдяки чому можливості оптимізації режиму рівнів б'єфів гідровузлів практично вичерпані. Широке проведення науково-дослідницьких та проектних робіт, які спрямовані на пошуки шляхів реконструкції каскаду, пояснює актуальність проведення ефективних природоохоронних заходів при формуванні планів і програм екологічного оздоровлення басейну Дніпра. Всебічний аналіз сучасного стану екосистем дніпровських водосховищ дозволить прийняти більш обґрунтовані першочергові заходи їх захисту при мінімізації затрат.

Аналіз останніх досліджень. В 1979-1985 рр. в складі схем поліпшення екологічного стану водосховищ Дніпровського каскаду були обґрунтовані відповідні заходи і підраховані необхідні для цього кошти. Аналіз ефективності цих заходів, проведених за останні 20 років, показує, що вони не змогли нормалізувати екологічну ситуацію в басейні Дніпра, внаслідок дрібномасштабності, локальності проведення, недостатнього обґрунтування та недооцінки еколого - водогосподарського стану Дніпра. Сьогодні існує Національна програма оздоровлення басейну Дніпра. В рамках цієї програми Дніпровським басейновим водогосподарським об'єднанням (ДБВО) на основі узагальнення матеріалів різних науково-дослідних установ у 1999 р. були видані „Рекомендації щодо поліпшення екологічного стану прибережних територій дніпровських водосховищ” [1]. Робота містить аналіз проблем оздоровлення дніпровських водосховищ, які виявлені на основі багаторічних систематичних спостережень, і ефективності проведених природоохоронних заходів з позицій екосистемного природокористування і урахуванням реальної ситуації на водних об'єктах в басейні Дніпра, а також вибір і обґрунтування перспективних та першочергових заходів подальшого поліпшення екологічного стану й оздоровлення екосистем водосховищ.

Проведені оцінки економіко-екологічних проблем прибережних територій дніпровських водосховищ [2-7] також сприяють всебічному аналізу сучасного стану екосистеми перед прийняттям природоохоронних заходів.

Проблеми мільководь багатогранні і деякі з них відображені в [8-12].

Метою даної роботи є вивчення сучасного стану мільководь та їх ролі у функціонуванні екосистем дніпровських водосховищ, розрахунок економіко-екологічних (за площею) питомих показників мільководь та їх аналіз.

Основні матеріали досліджень. Дніпровський каскад водосховищ побудовано для перерозподілу стоку Дніпра з метою його комплексного використання для

вирішення водогосподарських проблем. Середній багаторічний стік Дніпра складає 53 км³. Загальна площа водосховищ при НПП – 6946 км². Основні показники дніпровських водосховищ наведені в табл.1.

Але водосховища каскаду створили низку екологічних проблем. За даними ДБВО, станом на 1996 р. затоплено 695 тис. га; підтоплено 94 тис. га; площа мілководь (глибиною до 2 м) складає 133 тис. га, або 19.1 % площі водосховищ; 1275 км периметру дніпровських берегів займають так звані „нейтральні” береги, тобто заболочені і покриті водяною рослинністю. Загальна площа мілководь по водосховищах наведена на рис.1.

Мілководдя акваторії водосховищ сформувались завдяки затопленню окремих підвищень рельєфу та розмиву островів. Загальна площа мілководь на кожному водосховищі каскаду наведена в табл.1. Зрегульований об'єм води на мілководдях водосховищ усього каскаду дорівнює 1.38 км³, тобто біля 13 % їхнього корисного літнього об'єму або перевищує 3 % загального об'єму води в наповнених водосховищах [1]. Загальний об'єм мілководь по водосховищах наведено на рис.1.

Одним із вирішальних факторів господарського, рекреаційного і екологічного функціонування дніпровських водосховищ є наявність мілководних ділянок. Між іншим, тільки 20 % загальної площі мілководь вважаються найбільш ефективними для функціонування екосистем дніпровських водосховищ.

Мілководдя являють собою перехідну екосистему, де фізичні, хімічні та біологічні процеси, відповідальні за формування якості води, проходять найбільш активно. Цьому сприяє зайнятість мілководь водяною рослинністю. Формування мілководь на кожному із водосховищ проходило в різні періоди, різними темпами та в різних масштабах.

У процесах формування якості води дніпровських водосховищ беруть участь біля 480 км² мілководних заростей вищої водяної рослинності, загальною масою більше 330 тис.т [1,10].

Вплив мілководь на якість води різноплановий: як механічний бар'єр та як частка для фітопланктону. Рослини поглинають біогенні елементи, вилучають різні токсичні речовини, важкі метали, радіонукліди.

Але є і негативні аспекти впливу мілководь на функціонування водосховищ: заболочування, інтенсивне випаровування, перешкоди в експлуатації водогосподарських об'єктів в „двітінні” води, погіршення якості води в період розкладу рослин і т.і. [8-10]. На це впливає реалізація самоочисних спроможностей мілководь [8], особливо водообміну між акваторією водосховища та мілководними масивами. Цей водообмін формується, в основному, коливаннями рівнів води у водоймі та вітровими течіями [11]. Вітрові течії домінують на нижніх (озерних) ділянках водосховищ. На верхніх (річкових) ділянках всіх водосховищ, окрім Київського, водообмін, в основному, здійснюється за рахунок різких короткочасних коливань рівнів води під час нерівномірного режиму роботи ГЕС. Це сприяє активному водообміну як між мілководними ділянками та водосховищем, так і в самих мілководдях.

Слід відзначити, що роль мілководь у формуванні екологічного стану водосховищ Дніпровського каскаду за рахунок наявності зайнятих водяною рослинністю великих площ мілководних ділянок та достатнього водообміну їх з акваторією дуже значна і виразна.

В той же час вчені та практики різних наукових та проектних установ активно здійснювали пошуки засобів зменшення мілководних площ, їх реконструкції та використання в господарській діяльності.

Таблиця 1 – Загальні та питомі показники по водосховищах Дніпровського каскаду

Водосховища	Установлена потужність ГЕС, N, МВт	Напір розрахунковий, Н, м	Об'єм водосховища, км ³		Площа водосховища при НІР, F, км ²	Довжина берегової лінії (на 1996 р.), L, км	Глибина, м		Мілководдя								
			повний, W _n	корисний, W _k			максимальна	середня	Загальна площа, f, км ²	Питомі показники							
										fN, км ² /МВт	fH, км ² /м	fW _n , км ² /км ³	fW _k , км ² /км ³	fF, км ² /км ²	fL, км ² /км	fH _m , км ² /м	fH _c , км ² /м
Київське	361	11,5	3,7	1,2	922	508	14,5	4,0	312	0,86	27,1	84,3	260	0,33	0,61	21,5	78,0
Канівське	444	10,5	2,6	0,3	642	391	21	3,9	167	0,38	15,9	64,2	557	0,26	0,43	7,95	42,8
Кременчуцьке	686	17,0	13,5	9,1	2250	800	20	6,0	410	0,60	24,1	30,4	45	0,18	0,51	20,5	68,3
Дніпро-дзержинське	352	12,6	2,4	0,3	567	360	16,1	4,3	182	0,52	14,4	75,8	607	0,32	0,51	11,3	42,3
Дніпровське	1500	35,4	3,3	0,8	410	220	53	8,0	160	0,11	4,5	48,5	200	0,39	0,73	3,02	20,0
Каховське	351	16,0	18,2	6,8	2155	800	24	8,4	110	0,31	6,9	6,0	16	0,05	0,14	4,58	13,1
По каскаду	3680		43,7	18,5	6946	3079			1341	0,36		30,7	73	0,19	0,44		

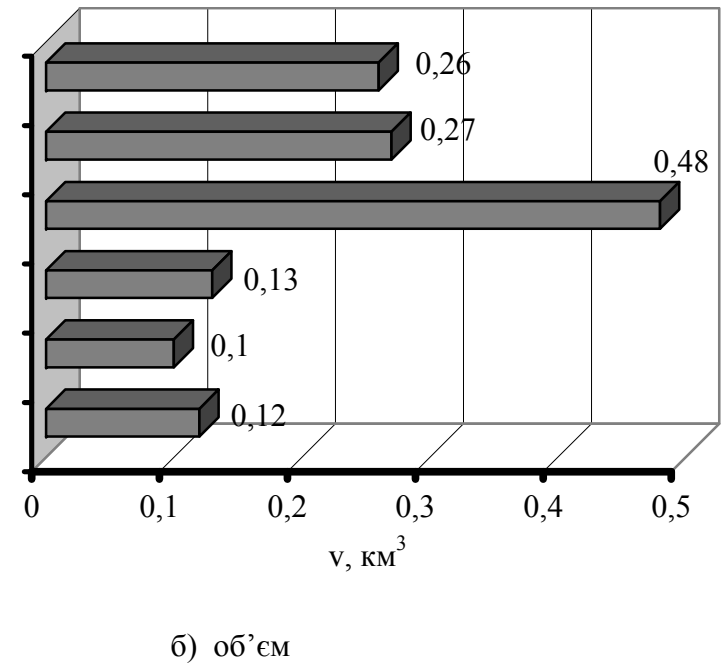
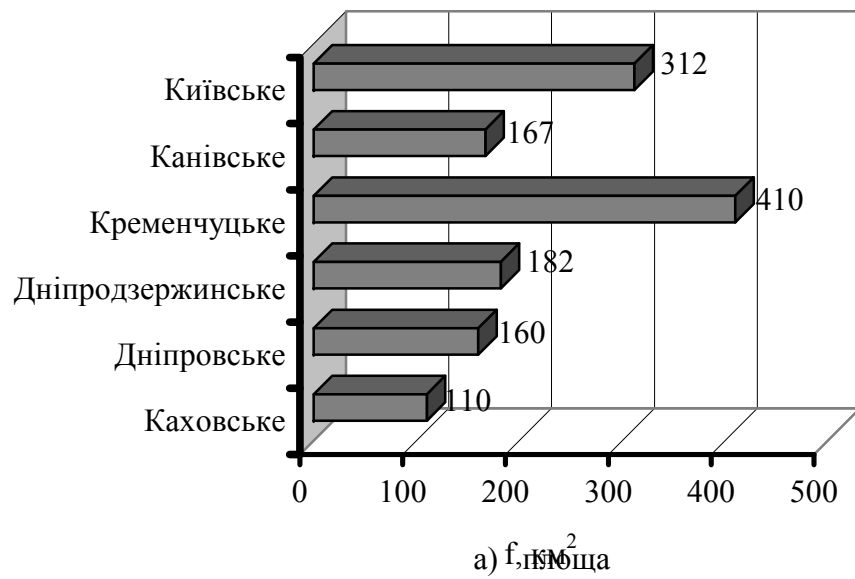


Рисунок 1 – Загальні показники мілководь водосховищ Дніпровського каскаду

Основні напрямки раціонального комплексного використання мілководь дніпровських водосховищ включали [1]: одамбування і освоєння під луківництво та відновлення лісів, створення регульованих нерестилищ та рибних господарств, збирання та використання в сільському господарстві вищої водяної рослинності, організація заказників. Були також пропозиції щодо меліорації мілководь, по використанню їх після наміву територій під міське будівництво, по відокремленню мілководь від основних акваторій водосховищ, по використанню мілководних ділянок як кар'єрів для видобутку піску або для розведення домашньої водоплавної птиці і т.і.

Із перерахованих напрямків реалізовано лише найбільш ефективне – будівництво товарних та нерестово - вирощених рибних господарств.

Сьогодні необхідно на основі відомих закономірностей функціонування екосистем мілководних ділянок розробити комплекс заходів, щодо реалізації очисного потенціалу мілководь дніпровських водосховищ.

Для співставлення та подальшого аналізу ефективності проектних рішень були розраховані економіко-екологічні питомі показники мілководь (%) за їх площею (f) та об'ємом (v) для водосховищ Дніпровського каскаду [7] у відношенні до площі дзеркала водосховища при НІР - fF та до повного (v/W_n) об'єму водосховища (рис.2).

В табл.1 та на рис.3 наведені питомі показники мілководь у відношенні до установленної потужності – f/N та до повного (f/W_n) і корисного (f/W_k) об'ємів водосховищ.

Економіко-екологічні питомі показники мілководь у відношенні до розрахункового напору – f/H, до максимальної глибини водосховища – f/h_m, до середньої глибини водосховища - f/h_c, а також до загальної довжини берегової лінії водосховищ f/L наведені на рис.4.

Виділимо середні, максимальні та мінімальні питомі показники мілководь водосховищ в окрему табл.2.

Таблиця 2 – Характерні питомі показники мілководь водосховищ

Показники	Середні	Максимальні	Мінімальні
f/N, км ² /МВт	0,36	0,86 (Київське)	0,11 (Дніпровське)
f/W _n , км ² /км ³	30,69	84,3 (Київське)	6,0 (Каховське)
f/W _k , км ² /км ³	72,49	607 (Дніпродзержинське)	16,2 (Каховське)
f/F, км ² /км ²	0,19	0,39 (Дніпровське)	0,05 (Каховське)
f/L, км ² /км	0,44	0,73 (Дніпровське)	0,14 (Каховське)
f/H, км ² /м		27,1 (Київське)	4,5 (Дніпровське)
f/h _m , км ² /м		21,5 (Київське)	3,0 (Дніпровське)
f/h _c , км ² /м		78,0 (Київське)	13,1 (Каховське)

Із табл.2 видно, що п'ять максимальних питомих показників мілководь належить Київському водосховищу, два – Дніпровському і один – Дніпродзержинському. З іншого боку, п'ять мінімальних питомих показників мілководь належить Каховському водосховищу, а три - Дніпровському. В той же час максимальна загальна площа мілководь належить Кременчуцькому водосховищу, а мінімальна – Каховському. Даний аналіз підтверджує об'єктивність намірів фахівців щодо спуску Київського водосховища.

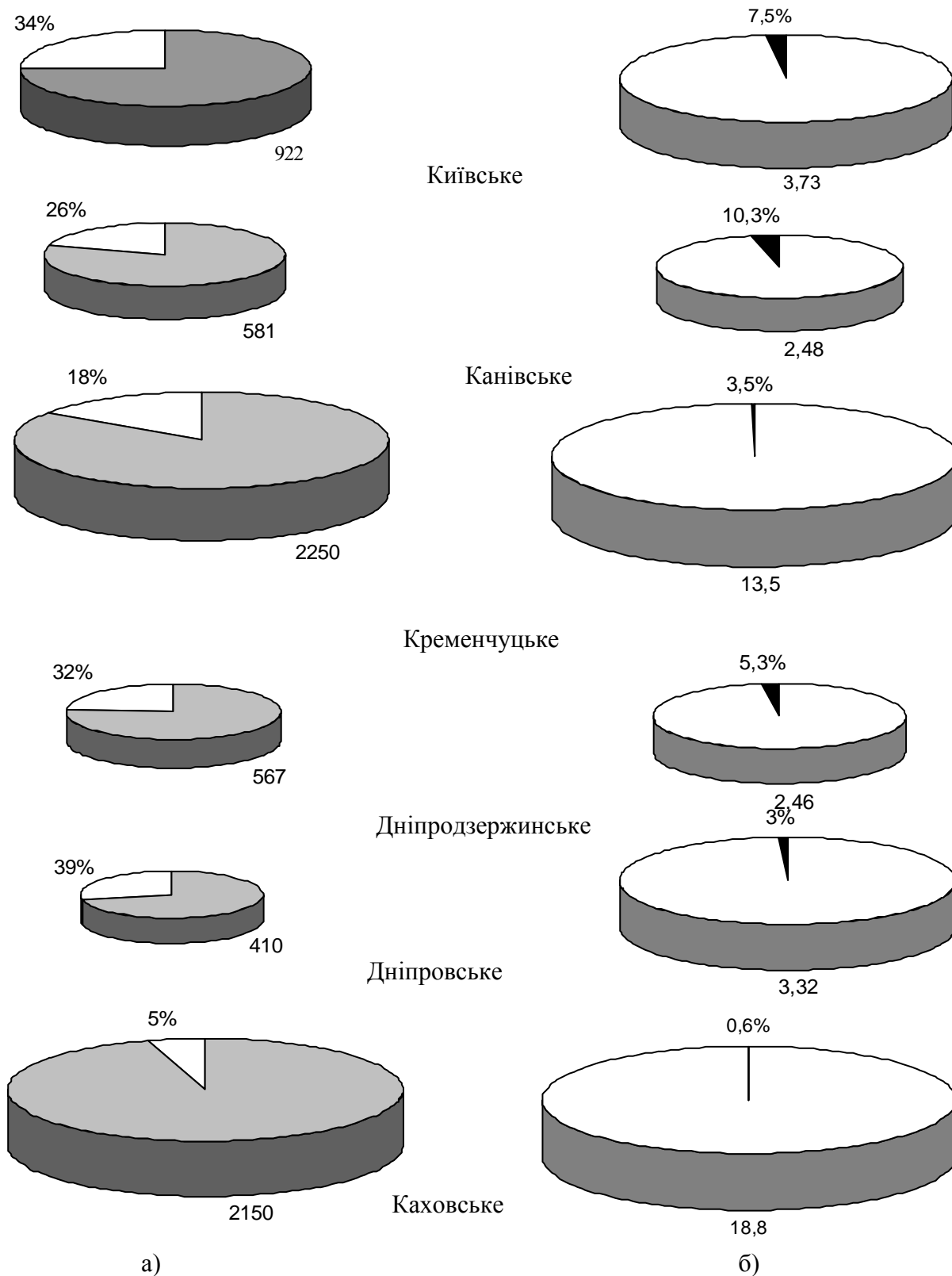


Рисунок 2 - . Питомі показники мілководь водосховищ (%):
а) за площею (f/F); б) за об'ємом (v/W_n)

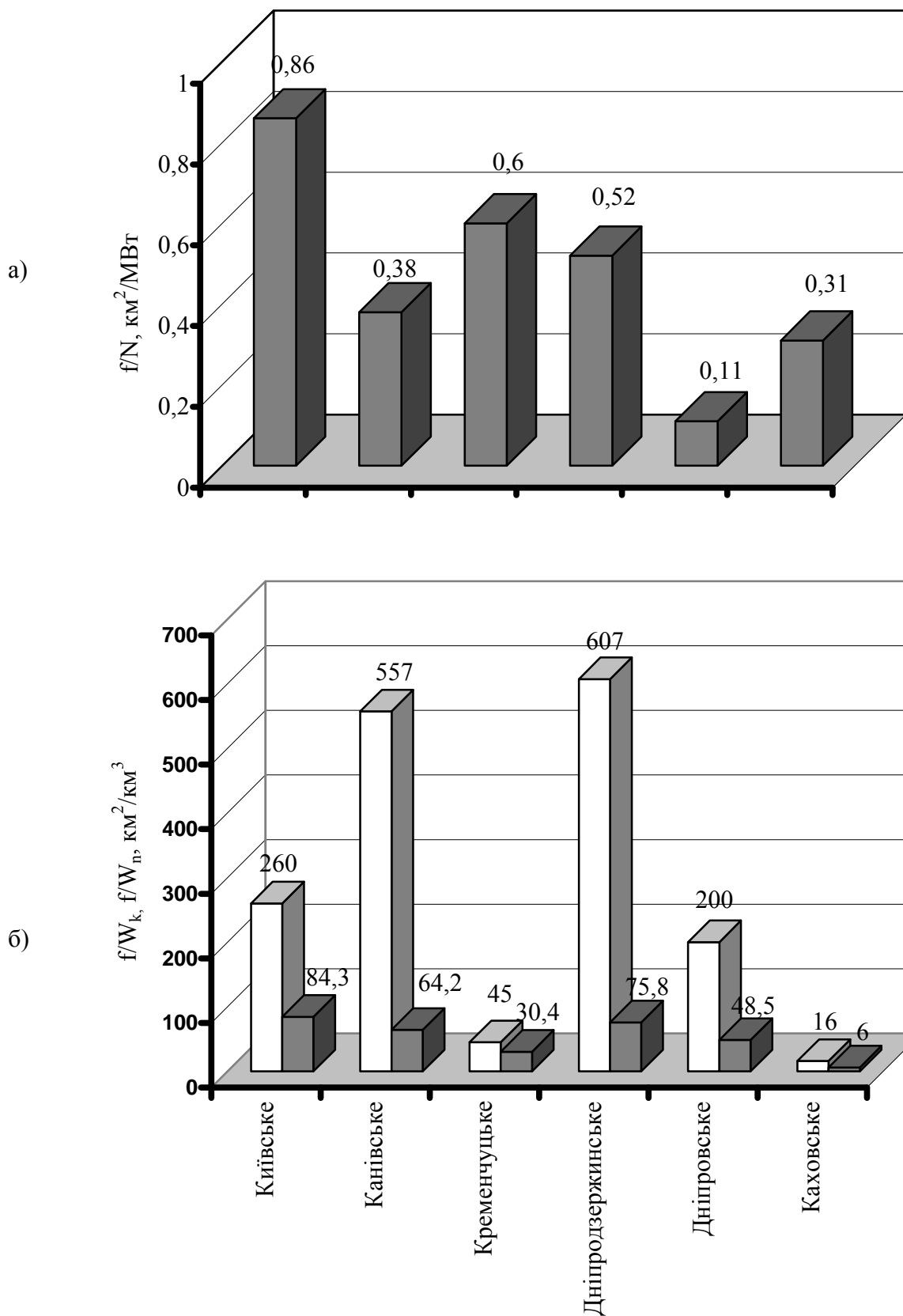


Рисунок 3 – Питомі показники мілководь водосховищ
а) за потужністю; б) за об'ємом

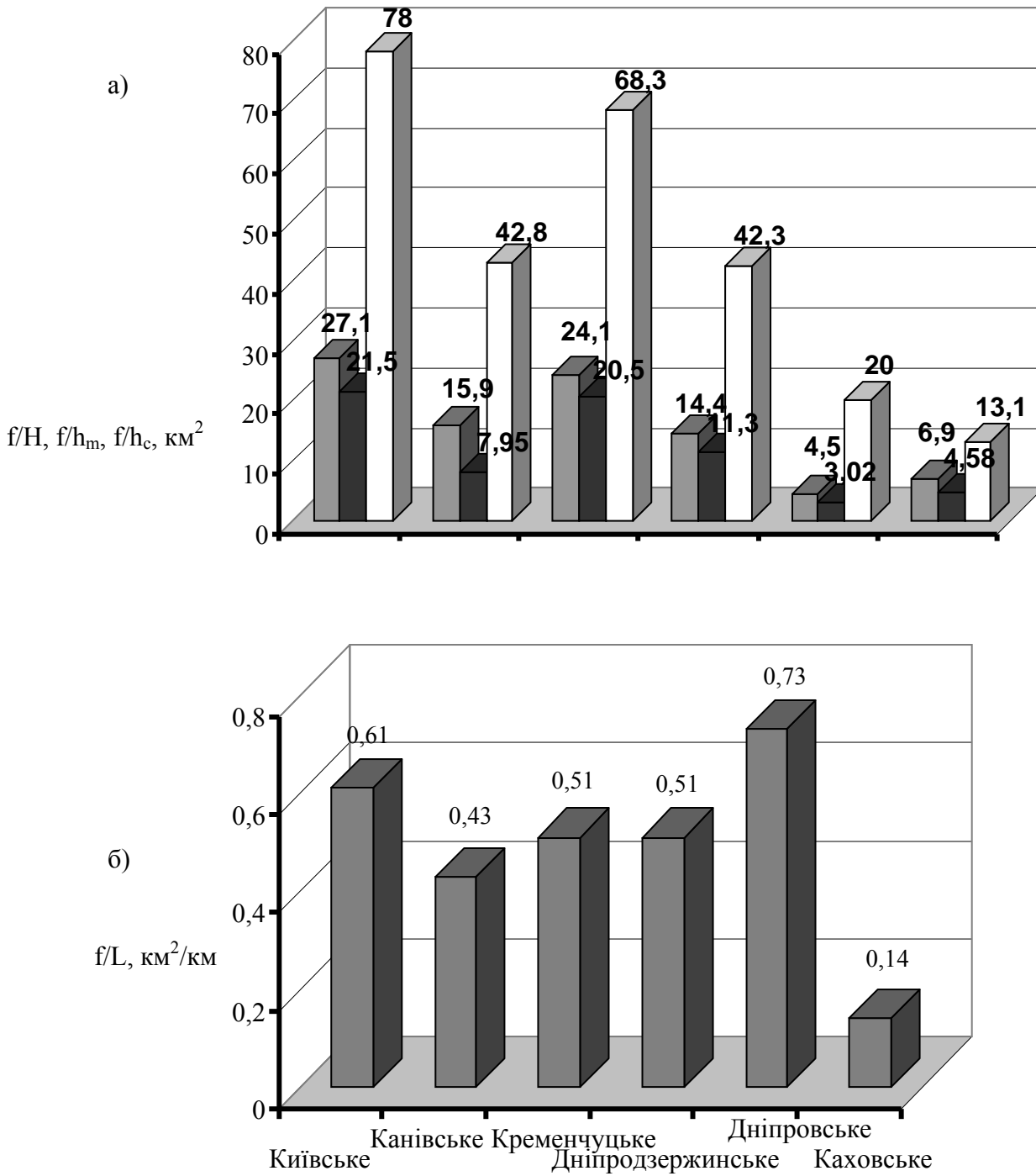


Рисунок 4 – Питомі показники мілководь водосховищ
 а) за напором, глибиною; б) за довжиною берегової лінії

Висновки та перспективи подальших досліджень. Розраховані економіко-екологічні (за площею) питомі показники мілководь дніпровських водосховищ та показники [2-6] дозволяють проводити всебічний аналіз сучасного стану екосистем дніпровських водосховищ і приймати більш обґрунтовані першочергові та перспективні заходи їх захисту при мінімумі затрат.

Перспективою подальших досліджень в даному напрямку є також визначення економіко-екологічних питомих показників (за об'ємом) мілководь водосховищ Дніпровського каскаду та їх аналіз.

Список літератури

1. *Рекомендації* щодо поліпшення екологічного стану прибережних територій дніпровських водосховищ / За редакцією Шевчука В.Я. – К.: КСП, 1999. – 182 с.
2. *Обухов Е.В.* Сравнительный анализ удельных затоплений сельскохозяйственных земель на крупных гидроузлах // Гидравлика и гидротехника, 1991. – Вып.53. – с.9-11.
3. *Обухов Є.В.* Охорона природи в проектах гідровузлів: Навч. посібник. – К.: ІСДО МО України, 1994. – 68 с.
4. *Обухов Е.В.* Экономико-экологический фактор в развитии гидро-энергетики. – Одесса: Консалтинг, 1995. – 166 с.
5. *Обухов Є.В., Старенький Р.М.* Еколого-економічні оцінки сучасних деформацій прибережних територій каскаду дніпровських водосховищ // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності, 2004. - № 3. с. 71-76.
6. *Старенький Р.М., Обухов Є.В.* Сучасна оцінка деформацій берегів водосховищ Дніпровського каскаду / Тези доповід. студ. наук. конф. – Одеса: ОДЕКУ, 2003. – с.17-18.
7. *Чечина Л.М., Обухов Є.В.* Мілководдя та їх роль у функціонуванні екосистем дніпровських водосховищ / Тези доповід. студ. наук. конф. – Одеса: ОДЕКУ, 2004. с.16-17.
8. *Мережко А.И.* Роль высших водных растений в самоочищении водоемов // Гидробиол. журнал, 1973-9. - №4. – с.118-123.
9. *Сиренко Л.А., Гавриленко М.Я.* «Цветение» воды и эвтрофирование. – К.: Наукова думка, 1978. – 86 с.
10. *Зеров К.К.* Формирование растительности и зарастания водохранилищ Днепровского каскада. – К.: Наукова думка, 1976. – 141 с.
11. *Матарзин Ю.М., Двинских С.А.* О трансформации ветровых волн на мелководье водохранилища // Гидрология и метеорология. – Пермь, 1977. – Вып.8 – с.48-55.
12. *Шмаков В.М., Шулипенко Т.Ф.* Некоторые особенности гидрологического режима мелководий днепровских водохранилищ // Сб. работ по гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – с.161-171.

Мелководья днепровских водохранилищ и их экономико-экологические удельные показатели. Обухов Е.В.

Рассматривается современное состояние мелководий и их роль в функционировании экосистем днепровских водохранилищ. Приводятся рассчитанные экономико-экологические (по площади) удельные показатели мелководий водохранилищ Днепровского каскада и их анализ.

Ключевые слова: мелководье, водохранилища, экономико-экологические удельные показатели, каскад, экосистема, мероприятия.

The dniper water – storage shallow and its sought economical and ecological indices. Obukhov E.V.

The present condition of shallow waters and their role in the Dnieper water storage functioning are under consideration. The calculated sought economical and ecological (according to the area) indices of the Dnieper cascade shallow water – storage and their analysis are presented.

Key words: shallow waters, water – storage, economical and ecological indices, cascade, ecosystem, measures.

УДК 556.16

І.О. Шахман,

аспірант

Херсонський гідрометеорологічний технікум

ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК НИЖНЬОГО ПОДНІПРОВ'Я В УМОВАХ ГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Виконано розрахунок статистичних параметрів побутового стоку та їх аналіз. Виявлені статистично неоднорідні ряди, їх хронологічний хід в умовах господарської діяльності.

Ключові слова: річний стік, статистичні характеристики

Постановка проблеми. Одним з найважливіших напрямлень у дослідженнях гідросфери є вивчення її як джерела водних ресурсів, а також оцінка сукупності гідрологічних процесів, які відбуваються в гідросфері. На величину і мінливість річкового стоку впливають антропогенні фактори, а саме процеси водоспоживання і водовідведення в рамках того чи іншого регіону.

На виконання екологічних, соціальних та економічних розділів Закону України „Про основи національної безпеки України” (2003 р.) Інститутом проблем національної безпеки (УПНБ) при РНБО України був виконаний аналіз стану стратегічно важливих життєзабезпечуючих ресурсів (водних, земельних, мінерально-сировинних та ін.) в контексті національної безпеки держави. Використання водних ресурсів в Україні є найбільш високим у світі і складає до 100 % техногенного перетворення поверхневих вод і до 10-20 % – підземних.

Найбільш критична ситуація склалася в межиріччі Інгул – Інгулець, де виділяються зони постійного широкомасштабного підтоплення, які створилися під впливом техногенних факторів, таких як експлуатація великих масивів зрошування, що приводить до порушення водного балансу території.

Аналіз останніх матеріалів досліджень і публікацій. Гідрологічна вивченість поверхневих водних ресурсів України недостатня для отримання достовірних оцінок їх стану в залежності антропогенних перетворень і прийняття обґрунтованих рішень по експлуатації і управлінню водогосподарськими системами. Сучасні узагальнення річного стоку відображають, перш за все, закономірності просторово-часового розподілу побутового, порушеного господарською діяльністю стоку, залишаючи у вигляді „білих плям” південні регіони України, де відсутня інформація по стоку як в природних, так і в порушених господарською діяльністю умовах [5].

У зв'язку з незбалансованою з законами природи водогосподарською діяльністю у другій половині минулого сторіччя з метою вирішення питань водозабезпечення економіки України, яка з кінця 60-х років відрізнялася випереджаючими темпами зростання водокористування від 15,9 млрд. куб.м/рік у 1960 році до 32-35 млрд. куб.м/рік – у 1985-1990 роках, була спричинена зміна гідрогеологічного середовища, особливо у південних регіонах України. Відбулася зміна природних водотоків у зв'язку із зарегульованістю, влаштуванням ставків і накопичувачів (спостерігалось підвищення водокористування в 3-12 разів вище обсягів власних природних ресурсів поверхневих і підземних вод), ліквідацією балок, малих річок тощо. Цей процес трансформувался в новий фактор сталого переважання живлення переважно ґрунтових вод і уповільнення їх розвантаження в межах систем „вододіл – русло річки”. Найбільш типовим прикладом цього процесу може бути Херсонська область, яка замість регіональних

дрен в річкових долинах Дніпра, Інгульця, Молочної та уріза Сівашу має області техногенного підпорного живлення (+ 3,0–15,0 м) [10].

Спостерігається максимально негативний вплив на водні ресурси Херсонської області за рахунок дії Криворізького промислового комплексу, у першу чергу, в басейні річки Інгулець. Лише шламонакопичувачі гірничо-збагачувальних комбінатів „тиснуть” на землю 50–60-ти метровими водяними стовпами з мінералізацією 30–70 г/літр, а поливна вода Інгулецької зрошувальної системи несе с собою солей у 2–3 рази більше норми. Зміна природного гідрологічного режиму р. Інгулець призвела також до втрати рибогосподарського значення цієї річки. Крім того, на території Інгулецького водогосподарсько-меліоративного комплексу, землі якого зрошуються понад 40 років мінералізованою водою, середні врожаї суттєво зменшилися за цей час: наприклад, озимої пшениці на 38-64 %, цукрових буряків – на 50-70 %, багаторічних трав – на 45-75 % та інш..

Таким чином, у сучасних умовах зарегульована річкова мережа України і особисто на рівнинних територіях південних регіонів, яка за оцінками фахівців втратила до 80 % природної дренажної здатності, і є переважним фактором в зміні природного гідрологічного режиму річок Нижнього Подніпров'я [4].

Метою статті є оцінка статистичних параметрів побутового стоку річок Нижнього Подніпров'я в умовах впливу антропогенних факторів.

Матеріали та методи досліджень. Для річок Нижнього Подніпров'я була виконана оцінка статистичної однорідності рядів річного стоку. Оцінки статистичних параметрів стоку (середнє, дисперсія, коефіцієнти варіації C_v , асиметрії – C_s , автокореляції), що розраховані за даними спостережень, характеризують властивості статистичного розподілу величин, які досліджуються, і використовуються на практиці для визначення стоку в різні за водністю періоди. Згідно СНиП 2.01.14 – 83 [9], статистичні параметри визначаються методом найбільшої правдоподібності або методом моментів. Перехід від λ_2 і λ_3 до статистичних параметрів C_v і C_s здійснюється за допомогою номограм.

В зв'язку з тим, що коливання річного стоку мають виражено циклічний характер, в гідрологічних розрахунках використовується поняття “норми річного стоку” [3]. При цьому розуміється його середня величина за багаторічний період із незмінними ландшафтними, географічними умовами, які відносяться до сучасної геологічної епохи, і з постійним рівнем господарського освоєння водозбору річок. Тривалість цього періоду повинна бути такою, при якій подальше подовження ряду величин річного стоку практично не змінює її значення. Значення норми стоку, найбільш близьке до значення генеральної сукупності, може бути отримано з ряду, який вміщує найбільше число циклів коливань водності річки.

Використані дані спостережень за шарами стоку по восьми діючих гідрологічних стокових постах Нижнього Подніпров'я та прилеглих територіях Північно-Західного Причорномор'я. Найбільш довгий ряд спостережень (69 років) з 1931 по 2003 роки має гідрологічний пост р. Інгул – с. Новогорожене, самий короткий (46 років) – з 1958 по 2003 роки – р. Інгулець – с. Іскрівка. Максимальне значення шарів стоку для територій, що розглядаються, спостерігалось на водозборі річки Інгулець на посту р. Інгулець – с. Олександрівка-Степанівка, яке у 1991 році склало 175 мм, а на водозборі р. Інгул – м. Кіровоград – 170 мм у 1947 році. Мінімальний шар стоку зафіксований на гідрологічному посту р. Кодима – с. Катеринка – 4,1 мм у 1936 та 1954 роках, а р. Інгулець – м. Кривий Ріг – 3,8 мм – у 1954 році.

Результати досліджень та їх аналіз. Мінімальне і максимальне значення середньобагаторічних величин стоку для Нижнього Подніпров'я і прилеглих територій

складають 24 мм р. Кодима – с. Катеринка і 45 мм р. Інгул – с. Новогорожене, відповідно.

Для оцінки ступеня точності оцінювання середньобаторічних значень стоку Y_0 були розраховані середні квадратичні та відносні похибки (табл. 1, 2). Аналіз даних дозволяє дійти висновку, що точність розрахунку для регіону, що досліджується, знаходиться в межах 7–9 % при $\varepsilon_{\text{дон}} = 10\%$, окрім поста р. Інгулець – с. Олександростепанівка, на якому відносна похибка перевищується і який відноситься до числа статистично неоднорідних. Тому для всіх постів, окрім цього поста, довжина рядів вважається достатньою для визначення \bar{Y} , а величини середніх багаторічних шарів стоку приймаються за норми [8].

Коефіцієнти варіації змінюються в межах від 0,50 до 0,93 (метод моментів) і 0,50–0,73 (метод найбільшої правдоподібності), а відносна середня квадратична похибка цих значень знаходиться в межах 9–12 % (за обома методами), що відповідає $\varepsilon_{\text{дон}} = 15\%$, тобто довжина рядів може вважатися достатньою для отримання достовірних оцінок коефіцієнтів варіації. Стосовно коефіцієнтів асиметрії картина наступна: діапазон значення величин C_s становить 0,32–1,95 у методі моментів; 0,98–1,97 – у методі найбільшої правдоподібності; $\varepsilon_{C_s} = 33\text{–}183\%$ (метод моментів) та 33–60 % (метод найбільшої правдоподібності), $(C_s / C_v)_{\text{сер}} = 1,94$ та 2,29, відповідно. Отже, для регіону, що розглядається відношення (C_s / C_v) може бути прийнятним на рівні 2. Між значеннями C_v , визначеними за методами моментів і найбільшої правдоподібності існує добре виражений зв'язок, якщо не ураховувати значення $C_v > 0,7$ (метод моментів), яке отримане для водозбору р. Інгулець – с. Олександростепанівка. При значній багаторічній мінливості рядів, визначення параметрів за методом найбільшої правдоподібності дає результати, які суттєво відрізняються від результатів отриманих за методом моментів.

Для оцінки точності результатів розрахунків вибірка (вихідний ряд спостережень) повинна бути репрезентативною. Репрезентативність включає в себе дві умови: 1) вибірка повинна бути однорідною; 2) необхідно, щоб елементи вибірки повинні відображати основні властивості генеральної сукупності [7]. Аналіз однорідності вибірки проводився на основі критерію Колмогорова-Смірнова при $2n \geq 60$. У роботі [6] наводиться узагальнення критеріїв Стьюдента и Фішера на випадок корельованих за часом і у просторі та асиметричних послідовностей значень гідрологічних величин. Якщо вибіркові середні арифметичні значення і дисперсії є такими, що належать до однієї генеральної сукупності, то також будуть однорідними й вибіркові коефіцієнти асиметрії. Тоді можна стверджувати про те, що вибірки описуються однією і тією ж функцією розподілу (кривою Пірсона III типу або трьохпараметричного гама-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля).

Як показали результати розрахунків, до статистично неоднорідних відносяться водозбори: р. Кодима – с. Катеринка; р. Інгул – м. Кіровоград; р. Інгулець – с. Іскрівка.

Неоднорідність цих рядів стокових величин за часом обумовлена водогосподарськими перетвореннями на водозборах (будівництвом водосховищ, перекидом стоку з однієї річки в іншу, скиданням у поверхневі водотоки підземних вод, інтенсивні забори води на зрошення та ін.). Статистична неоднорідність параметрів вибірок, які розглядаються, часто пов'язана з існуванням певної тенденції розвитку процесів. При впливі антропогенного фактора, який змінюється за часом, є сенс припустити існування лінійного зв'язку між спостерігаємою величиною стоку і часом.

Таблиця 1 -Статистичні параметри шарів річного стоку, визначені за методом моментів

№ п/п	Назва поста	Довжин а ряду	\bar{Y} , мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	ε_{C_S} , %	C_S/C_V	ε_{C_S/C_V}
1	р. Кодима – с. Катеринка	67	24	7,63	0,62	9,95	1,30	46,6	2,10	0,48
2	р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка	67	43	6,94	0,57	9,75	1,18	47,0	2,07	0,52
3	р. Інгул – м. Кіровоград	59	44	8,16	0,63	10,6	1,95	33,2	3,09	0,51
4	р. Інгул – с. Седневка	50	44	7,02	0,50	10,9	1,13	51,0	2,26	0,69
5	р. Інгул – с. Новогорожене	69	45	7,32	0,61	9,75	0,32	183	0,52	0,48
6	р. Інгулець – с. Олександро-Степанівка	67	43	11,4	0,93	11,2	1,98	47,7	2,13	0,32
7	р. Інгулець – с. Іскрівка	46	34	8,80	0,60	11,8	1,19	59,0	1,98	0,60
8	р. Інгулець – м. Кривий Ріг	63	29	8,42	0,67	10,4	0,89	74,8	1,33	0,46

$$\left(\frac{C_S}{C_V}\right)_{cep} = 1,94$$

Таблиця 2 – Статистичні параметри шарів річного стоку, визначені за методом найбільшої правдоподібності

№ п/п	Назва поста	Довжин а ряду	\bar{Y} , мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	ε_{C_S} , %	C_S/C_V	ε_{C_S/C_V}
1	р. Кодима – с. Катеринка	67	24	7,63	0,61	10,1	1,22	48,6	2,00	0,65
2	р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка	67	43	6,94	0,57	9,94	1,47	37,9	2,58	0,67
3	р. Інгул – м. Кіровоград	59	44	8,16	0,63	10,9	1,97	33,9	3,13	0,64
4	р. Інгул – с. Седневка	50	44	7,02	0,50	11,2	1,24	42,5	2,48	0,72
5	р. Інгул – с. Новогорожене	69	45	7,32	0,71	10,4	1,67	40,6	2,35	0,60
6	р. Інгулець – с. Олександро-Степанівка	67	43	11,4	0,61	10,1	0,98	60,4	1,61	0,65
7	р. Інгулець – с. Іскрівка	46	34	8,80	0,59	12,1	1,21	57,4	2,05	0,66
8	р. Інгулець – м. Кривий Ріг	63	29	8,42	0,73	11,2	1,56	46,9	2,14	0,59

$$\left(\frac{C_S}{C_V}\right)_{cep} = 2,29$$

Процедура перевірки значущості параметрів рівнянь лінійної регресії заключається в порівнянні розрахованої характеристики t_C (квантиль розподілу Стьюдента) з критичним значенням t_{Ckp} . Якщо $t_C > t_{Ckp}$, нульова гіпотеза про незначущість параметра відкидається. У хронологічному ході річного стоку цих величин просліджується існування тренду, причому на водозборах р. Кодима – с. Катеринка та р. Інгулець – с. Олександро-Степанівка відзначається стійка тенденція до збільшення стоку за рахунок скидів води. І, навпаки, на водозборі р. Інгул – м. Кіровоград відмічається зменшення стоку, яке можна пояснити перевагою забору води над скидами. Коефіцієнти кореляції отриманих емпіричних залежностей ($Y = f(t)$) є статистично значущими. На інших водозборах зв'язків стоку з часом не встановлено.

Наявність внутрішньорядного зв'язку в рядах річного стоку використовувались Ю.М. Альохінін [1] для наддовгострокового прогнозування річного стоку, інших геофізичних явищ і коливань річкового стоку. Оцінка отриманих висновків пов'язана зі застосуванням того, наскільки достовірні судження про внутрішньорядні лінійні зв'язки $r(\tau)$ генеральної сукупності, які розраховуються по вибірковій автокореляційній функції спостереженого ряду. Розрахунки $r(1)$ були виконані по річному стоку річок Нижнього Подніпров'я та прилеглих територій. Установлено, що статистичний параметр $r(1)$ є незначущим для таких водозборів: р. Чорний Ташлик – с.Тарасівка, р. Інгул – с. Седневка, р. Інгул – с. Новогорожене, р. Інгулець – с. Олександро-Степанівка, р. Інгулець – м. Кривий Ріг.

Така картина сформувалася тому, що протягом десятиріч, аж до кінця 80-х років минулого сторіччя, водовикористання у Нижньому Подніпров'ї невинно зростало. Це було спричинено збільшенням промислового і сільськогосподарського виробництв, збільшенням чисельності міського населення, поліпшенням його соціально-побутових умов. Ситуація істотно змінилася з початку 90-х років. За даними Держводгоспу України, забір прісної води з природних об'єктів (включаючи підземні родовища) у 2000 р. порівняно із серединою 80-х років зменшився більш як вдвічі [10]. Тенденції стабільного зменшення відображають не стільки розуміння необхідності ощадливого ставлення до водних ресурсів, скільки є наслідком загальної економічної депресії в державі, коли величезна кількість підприємств-водоспоживачів змушена була скоротити або й зовсім припинити виробництво. Отже, ця тенденція повинна розглядатися як явище тимчасове, а відтак можна стверджувати, що проблема раціонального використання водних ресурсів залишається в Україні актуальною на майбутнє.

Важливими притоками Дніпра і Південного Бугу є рр. Інгулець і Інгул, відповідно. Характерною особливістю гідрологічного режиму р. Інгулець є надзвичайно великий вплив господарської діяльності. Цей вплив є настільки значним, що важко сказати, чим річка є більше: природним об'єктом чи господарським. У верхній течії в річку вода надходить з каналу Дніпро-Інгулець. В середній течії водність зростає завдяки каналу Дніпро-Кривий Ріг. Нарешті, в нижній течії рух води у вегетаційний період є зворотним, оскільки саме завдяки цьому функціонує Інгулецька зрошувальна система. Певну роль у гідрологічному режимі відіграють рудничні та шахтні води. У верхній частині басейну в річку та її притоки відкачуються води з кількох буровугільних розрізів, що розташовані навколо м. Олександрії. Водночас основним постачальником шахтних вод є залізорудні підприємства Кривого Рогу (їх об'єм становить 50 млн. м³). Вплив господарської діяльності доповнюється регулюванням. Найбільшим на річці є Карачунівське водосховище, що знаходиться на західній околиці Кривого Рогу. Його повний об'єм становить 308,5 млн. м³. Доволі

великим (40,7 млн. м³) є Іскрівське водосховище, що розташоване у верхів'ї річки в межах Кіровоградської області. Значною зарегульованістю відзначається р. Саксагань, що є лівою притокою р. Інгулець. На цій річці також розташовані Макортівське (57,9 млн. м³) та Кресівське (10,2 млн. м³) водосховища.

Якість вод р. Інгулець не дозволяє використовувати їх навіть з метою зрошування, тому вода на водозбір подається зрошувальними каналами з р. Дніпро. Площа земель, зрошувальних за рахунок річки-донора, дорівнює 950 км², що складає 10 % від загальної площі водозбору.

В межах водозбору р. Інгул також має місце водовідведення стоку. Так, наприклад, водопостачання м. Кіровоград здійснюється по водоводу Дніпро-Кіровоград з пропускною спроможністю 54,0 млн. м³ за рік, а м. Миколаїв – по водоводу Дніпро-Миколаїв – в об'ємі 71,4 млн. м³ за рік і за каналами Інгулецької зрошувальної системи.

Другим за значенням фактором господарської діяльності річок, що досліджуються, є додаткове випаровування з поверхні ставків і водосховищ. Найбільш велике водосховище на р. Інгулець, Карачунівське, має площу водної поверхні – 44,8 км², при цьому сумарна площа водної поверхні ставків складає – 36,1 км². В басейні р. Інгул найбільш крупним є Софіївське водосховище (об'єм 36 млн. м³). Сумарна площа водної поверхні ставків в басейні р. Інгул досягає 161 км².

Що стосується зрошування, то в басейні р. Інгул воно не має значного розвитку. Згідно даних інституту Південьгіпродгосп, площа земель, які зрошуються за рахунок стоку р. Інгул, складає 150 км². При загальній площі водозбору в 9850 км², відносна площа зрошувальних земель дорівнює 1,5 %.

Висновки і перспективи подальших досліджень.

Перелічені проблеми потребують для свого вирішення постановки і проведення гідрографо-картологічних обстежень і гідрометричних спостережень в сукупності з гідрогеологічними експериментальними роботами, розробку першочергових пропозицій щодо прискореного впровадження басейнових схем водокористування, обґрунтування гранично допустимих водно-екологічних навантажень, впровадження водогосподарських еколого-економічних моделей. Дані таких робіт надзвичайно необхідні для встановлення регіональних закономірностей зв'язку поверхневих і підземних вод, гідрологічних показників стоку в підтоплених і карстових районах, розрахунках його ресурсів при вирішенні питань як осушення підтоплених територій, так і зрошування та водопостачання посушливих районів півдня України.

Отримані результати планується використати при оцінці характеристик стоку в природних (непорушених господарською діяльністю) умовах його формування; при оцінці характеристик стоку в умовах проведення водогосподарських заходів для окремих водозборів; при проведенні узагальнення результатів досліджень з метою розробки моделі розрахунку характеристик стоку в умовах антропогенного впливу.

Список літератури

1. Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. – Л.: Изд. ЛГУ, 1963. – 86 с.

2. Вишневецький В.І., Косовиць О.О. Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
3. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 546 с.
4. Загорчевна Н.Б., Яковлев С.О., Бабіченко В.Я., Цивінський Г.В. Стратегія подолання водно-екологічної кризи на Херсонщині, яка спричинена регіональним розвитком підтоплення територій. // Матеріали третьої науково-практичної конференції „Підтоплення-2005”. – К.: НПЦ „Екологія. Наука. Техніка.”, 2005. – с.18-23.
5. Лобода Н.С. Расчёты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса.: Экология, 2005. – 208 с.
6. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 247 с.
7. Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. Оценка точности гидрологических расчетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 276 с.
8. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 111 с.
9. СНиП 2.01.14-83. Определение расчётных гидрологических характеристик. / Госстрой СССР. – М.: Стройиздат, 1985. – 36 с.
10. Яковлев С.О., Шестопалов В.М. Аналіз сучасних змін водообміну гідрогеологічних структур та їх зв'язку з динамікою розвитку процесу регіонального підтоплення земель України як фактор нової національної загрози. // Матеріали третьої науково-практичної конференції „Підтоплення-2005”. – К.: НПЦ „Екологія. Наука. Техніка.”, 2005. – с.5-8.

Characteristics of stream flow of Low Pridneproviya under economic activity circumstances. Shakhman I. O.

Calculation and estimation of life-conditioned annual runoff statistic parameters are made for Low Pridneproviya. The calculated characteristics under economic activity are generalized.

Key words: *annual runoff, statistical parameters*

Характеристики речного стока Нижнього Придніпров'я в умовах господарської діяльності. Шахман І. А.

Виконан розрахунок та оцінка статистических параметрів побутового стока для рек Нижнього Придніпров'я. Проаналізовані розраховані характеристики в умовах господарської діяльності.

Ключевые слова: *годовой сток, статистические характеристики*

Я.С. Яров, асп.

Одесский государственный экологический университет

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УТОЧНЕННОГО МЕТОДА РАСЧЁТА ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ РАСТВОРЁННЫХ ВЕЩЕСТВ НА РЕКАХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

В статье сделан обзор существующих методов подсчёта стока растворённых веществ речными водами, приведено обоснование и уточнение метода кубической сплайн-интерполяции расчёта ежедневных расходов растворённых веществ на примере карпатских рек, имеющих низкую информативность данных наблюдений по гидрохимическим показателям.

Ключевые слова: сток растворённых веществ, метод кубической сплайн-интерполяции.

Вступление. В настоящее время антропогенное воздействие на окружающую среду достигло угрожающего уровня. Для Карпатского региона особенно актуальна проблема качественной и количественной деградации речных систем, что проявляется в ухудшении качества речных вод и росте ущерба, причиняемого народному хозяйству паводками.

Все эти проблемы требуют скорейшего решения, для чего в первую очередь нужно усилить всестороннее изучение водного и гидрохимического режима карпатских рек. Это позволит выработать комплекс мер по их охране и рациональному использованию.

По ряду экономических, научно-методических причин карпатские реки имеют низкую информативность данных наблюдений по гидрохимическим показателям. Это является препятствием для корректной оценки их гидроэкологического состояния. Поэтому целью настоящей работы является расчёт суточных расходов выноса растворённых веществ речным стоком при малой частоте наблюдений по гидрохимическим показателям и при большом числе паводков в году (отличительная черта водного режима карпатских рек). В задачи статьи входит разработка и адаптация для рек Карпатского региона метода уточнения временной сплайн-интерполяции показателей концентрации речной воды на основе данных отбора единичных проб воды на химический анализ.

Материалы и методы исследований. Подсчёт выноса растворённых веществ с речных водосборов производится на основе химических анализов проб воды в течении года. Однако, эти данные имеют малую информативность, вызванную низким числом сроков наблюдений за химическим режимом. Согласно действующим стандартам [1] для рек с паводочным режимом отбор проб на химический анализ рекомендуется проводить не менее 8 раз в году в следующие сроки наблюдений: во время половодья - на подъёме, пике и спаде, при наименьших расходах летней межени, при прохождении дождевых паводков, осенью - перед ледоставом и во время зимней межени. Анализ данных кадастровых изданий [2,3] показывает, что это требование выполняется далеко не на всех постах мониторинговой сети Гидрометслужбы Украины, где количество проб чаще всего составляет 2-5, которые к тому же не всегда согласуются с фазами водного режима и чаще всего представляют меженный сток.

В связи с тем, что сведения о выносе химических веществ имеют важное значение при решении научно-практических задач, связанных с экологической оценкой и прогнозом качества речных вод, а также представляют интерес при проектировании и реализации водоохраных мероприятий, возникает необходимость расчёта

ежедневного, декадного, месячного и годового расходов растворённых элементов и установления зависимости между значениями стока химических веществ и влияющих на него гидрометеорологических факторов (расходов воды, атмосферных осадков, температур и др.)

Существует несоответствие между временным масштабом главных величин, которые являются основой для различного рода практических расчётов. Так, основные метеорологические и гидрологические характеристики (температура воздуха, осадки, расходы воды) в кадастровых изданиях представлены ежесуточными значениями, а гидрохимические показатели – эпизодическими результатами анализов отобранных проб воды. Это нарушает требования комплексности наблюдений по гидрохимии, гидрологии и гидробиологии, которые являются основными составляющими организации наблюдений за окружающей природной средой [4].

В настоящее время в научной литературе имеется описание различных методов расчёта выноса растворённых веществ и установления внутригодовых связей химического состава со стоком воды в реках. Большинство из них эффективны в том случае, если измерения выполнялись во все фазы водного режима в течении года и установлены удовлетворительные связи между концентрациями веществ и стоковыми характеристиками воды, позволяющие определить вынос ионов [5]. В некоторых работах предложен другой, статистический подход, решения поставленной проблемы, основанный на построении кривых продолжительности и обеспеченности измеренных концентраций ионов и суточных расходов воды (или их обратных величин) и других вариантов статистического анализа, итогом которого являются различные графики зависимости между гидрохимическими и гидрологическими характеристиками [6].

Первая группа методов была в своё время успешно апробирована на примере рек бассейна Балтийского моря [7], в [8] приводятся графики связей $Q=f(C)$ для рек исследуемого региона, построенные по данным до 1966 г. Методы второй группы для рек Карпат частично применены в работе [6].

Однако эти методы в полной мере не учитывают динамичный характер гидрологического, гидробиологического режима рек, что особенно характерно для карпатских рек, характеризующихся сложным паводочным режимом в течении всего года.

Поэтому широко используются различные методы интерполяции измеренных концентраций веществ. Наиболее точным из них считается метод хронологической сплайн-интерполяции [9]. Чаще всего применяется кубическая сплайн-интерполяция модульных коэффициентов показателей гидрохимического стока, позволяющая определить ежедневные, декадные, месячные и годовые значения расхода растворённых веществ для двух генетически разнородных составляющих речного стока – поверхностной и подземной [10]. Такой способ расчёта выноса веществ в реке является наиболее обоснованным, так как отдельные виды стока имеют более однородный характер питания и временную динамику гидрохимических показателей.

Следует отметить, что при малом количестве данных измерений и сложном гидрологическом режиме в течении года определение выноса химических веществ этим методом происходит со снижением точности расчёта.

В основу уточнения метода сплайн-интерполяции положено установление зависимости между измеренными значениями концентраций химического вещества и расходами воды по материалам наблюдений для определённых фаз водного режима за многолетний период.

Результаты исследования и их анализ. Главные результаты расчёта химического стока методом кубической сплайн-интерполяции и методики его уточнения иллюстрируются на примере р.Рика - пгт.Межгорье (один из наиболее информационно

обеспеченных гидропостов в регионе) по данным о метеорологическом, гидрологическом, гидрохимическом режиме реки за период 1957-2001 гг. [2,3]

По этим данным был построен график связи между соответствующими значениями минерализации ($M_{изм}$, мг/л) и расходами воды ($Q_{изм}$, м³/с) при отборе проб (рис.1).

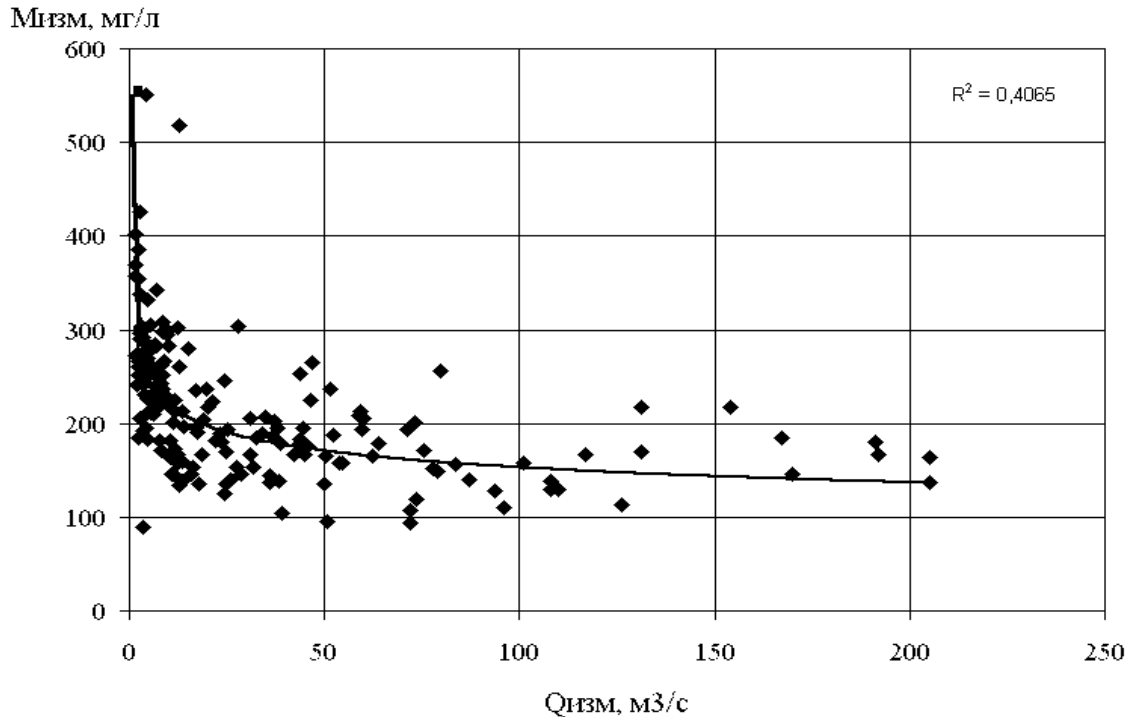


Рис. 1 – Зависимость между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ р.Рика-пгт.Межгорье за 1957-2001 гг.

Связь между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ имеет обратный вид с коэффициентом корреляции $R = -0,406$, т.е. для практических расчётов связь непригодна.

На характере этой зависимости сказалось влияние особенностей формирования химического состава для различных типов режима стока, а также его видов при формировании паводков за счёт тало-дождевого или дождевого притока. Поэтому в дальнейшем для детального рассмотрения этой зависимости была выполнена работа по выявлению связей $M_{изм} = f(Q_{изм})$ для отдельных фаз водного режима в поверхностном стоке непосредственно для таких элементов половодья и паводков - чётко выраженных подъёмов, пиков и спадов. При этом различаются паводки в холодное и тёплое время года (в связи с разным механизмом формирования водного и ионного стока рек), половодье, меженный период (зимняя, летне-осенняя межень). Далее, была проведена тщательная сортировка и выборка данных наблюдений для различных фаз и видов стока, на их базе проведен графический анализ связей между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$. Эти связи иллюстрируются на рис.2 - рис.7, на которых указаны значения квадратов смешанной корреляции (R^2).

Характер изменения зависимостей $M_{изм} = f(Q_{изм})$ отражает динамику влияния главных гидрометеорологических факторов руслового стока, в частности, его взаимодействия с подземным притоком в русла. Действительно, почти на всех кривых минерализация вод редуцирует по мере повышения расходов воды (половодья, паводка) что может быть связано с известным явлением берегового регулирования стока, когда при подъёме уровня воды, в связи с гидравлическим подпором воды от

русла, уменьшается боковой приток подземных вод, имеющих большую минерализацию по сравнению с русловыми водами. Сложная форма кривой на рис. 3 для зимних паводков связана с уменьшением минерализации за счёт притока вод от таяния снега и разбавления ими имеющих более высокую минерализацию русловых вод. Некоторое повышение минерализации при расходах в интервале 10-30 м³/с связано со смывом и начале интенсивной части паводка веществ, накопленных на поверхности водосбора.

На рис. 6 кривая связи $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ построена в виде двух ветвей, верхняя из которых соответствует пикам первичных паводков (которые наступили после устойчивого меженного периода), нижняя ветвь – пикам вторичных паводков (которые идут сразу после первичных, т.н. серия паводков). В общем, разное положение ветвей отражает физические особенности смыва веществ с поверхности водосборов – в случае первичного паводка происходит массовый смыв накопившихся на поверхности водосбора веществ, основная масса вещества смывается первой волной, а интенсивность выноса вещества вторичными паводками гораздо меньшая по причине промытости поверхности водосбора и почво-грунтов к этому моменту.

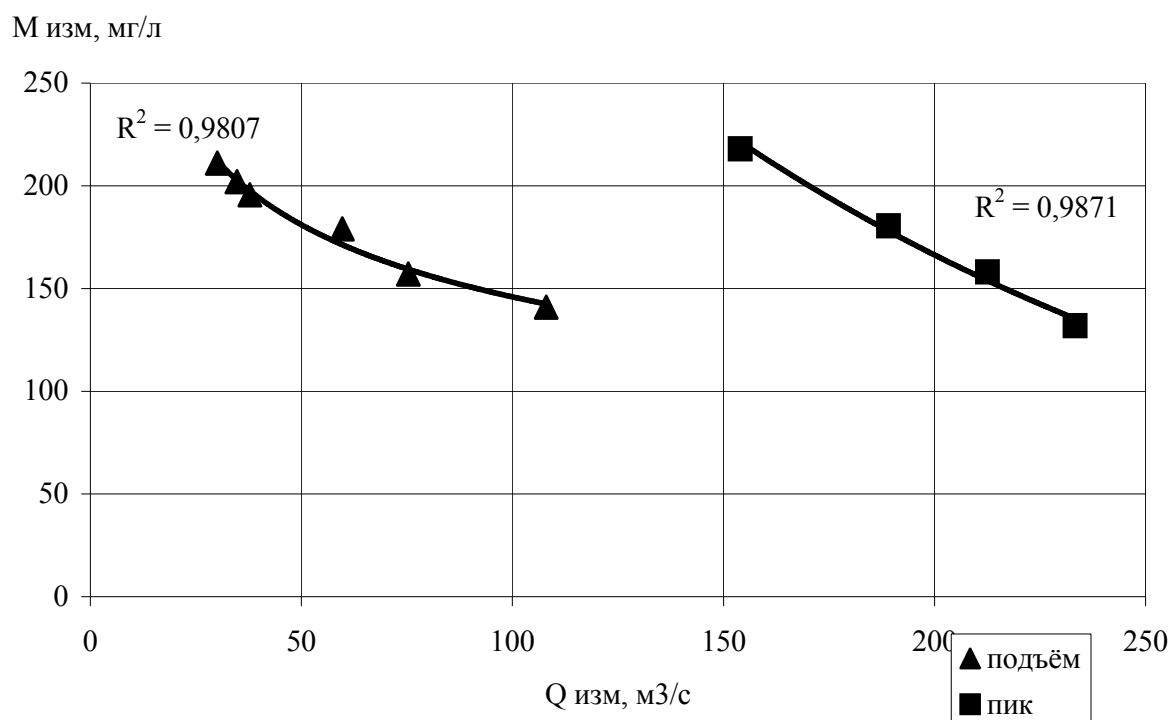


Рис. 2 – Зависимость между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ для подъёма и пика весеннего половодья, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

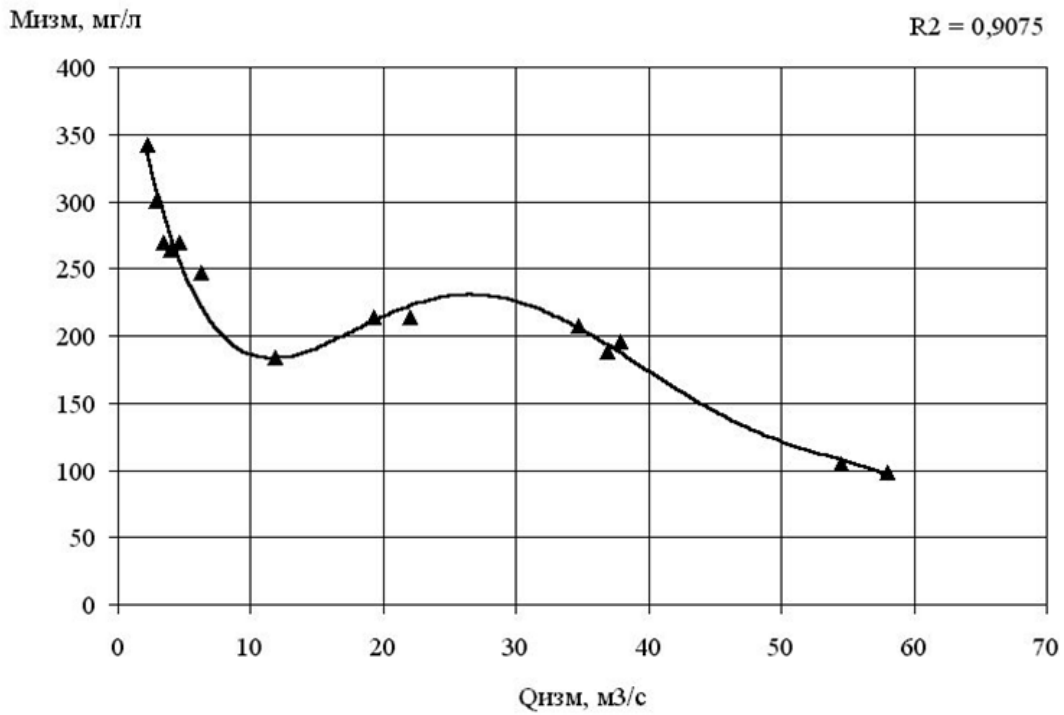


Рис. 3 - Зависимость между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ для подъёма зимних паводков, вызванных отепелями, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

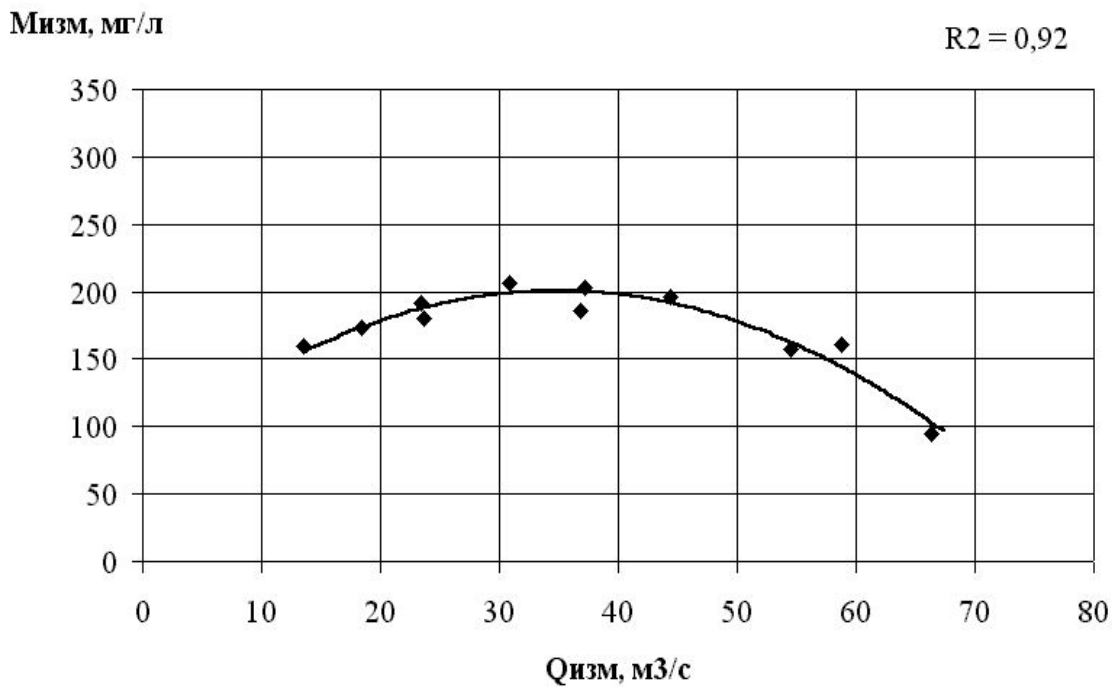


Рис. 4 - Зависимость между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ для подъёма летних паводков, вызванных ливневыми осадками, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

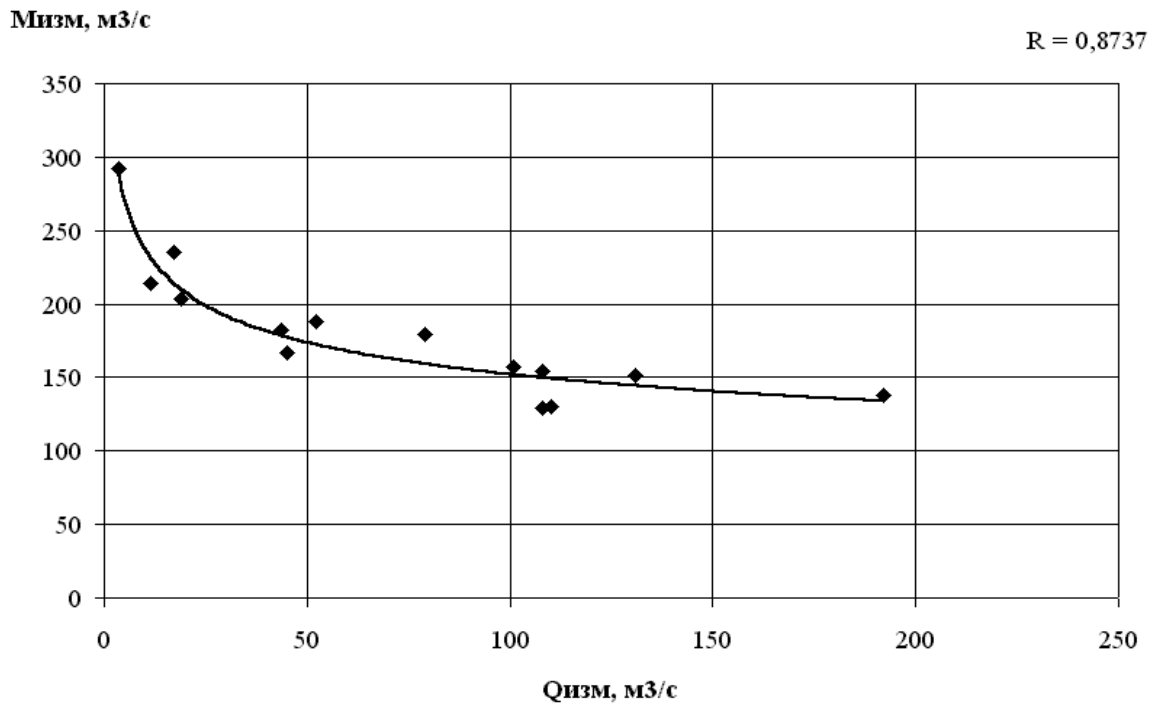


Рис. 5 - Зависимость между M_{изм} и Q_{изм} для пика зимних паводков, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

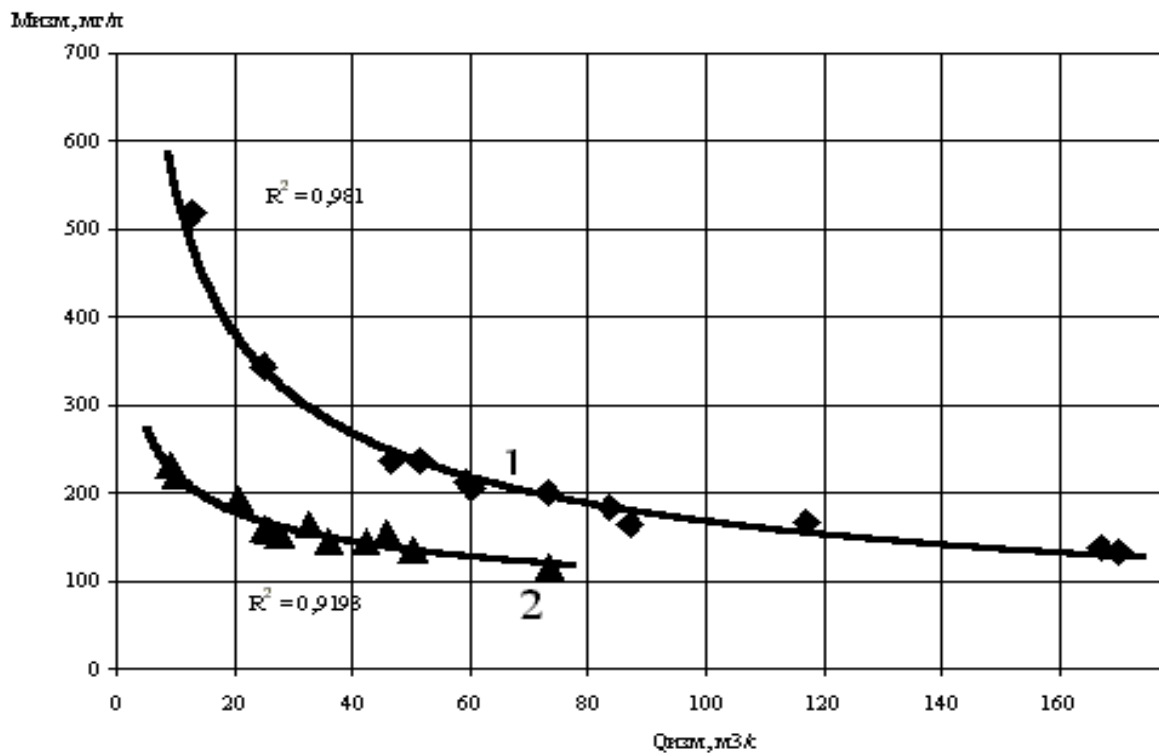


Рис. 6 - Зависимость между M_{изм} и Q_{изм} для пика первичных (1) и вторичных (2) летних паводков, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

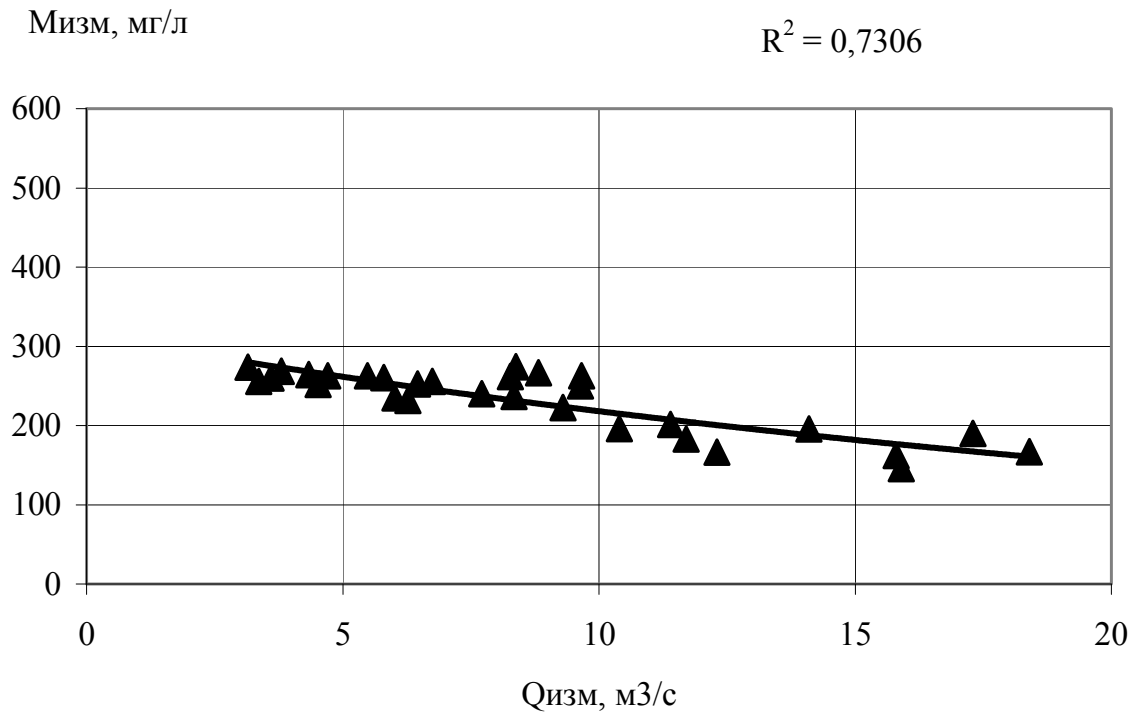


Рис. 7 - Зависимость между $M_{изм}$ и $Q_{изм}$ для спада половодий и паводков с $Q_{изм} > 3$ м³/с, р. Рика-пгт. Межгорье за 1957-2001 гг.

В целом, анализ графиков связей (рис. 2-7) показывает соответствие полученных зависимостей реальным данным, подтверждением чего являются квадраты смешанной корреляции, значения которых находятся в пределах от 0,72 до 0,98, что свидетельствует о достаточно высокой тесноте связей $M_{изм} = f(Q_{изм})$.

Для меженного стока установление связей между расходами воды и концентрациями веществ не проводилось в связи с достаточно полной освещенностью такого стока данными проб воды.

Найденные связи применены для восстановления значений минерализации, соответствующих расходам воды при поверхностном стоке, которые не освещены данными химического анализа отобранных проб.

Эти данные были использованы при расчётах расходов методом хронологической сплайн-интерполяции, что позволило с удовлетворительной точностью получить годовую таблицу уточнённых ежедневных расходов минеральных веществ (табл.1), согласованную с комплексом данных гидрометеорологических наблюдений в створе реки (комплексный график водного и ионного стока реки приведен на рис. 9).

Эта таблица кроме среднесуточных данных содержит средние значения расходов минеральных веществ за декады, месяцы и за год, а также наибольшие и наименьшие расходы для каждого месяца и для всего года.

Таблица 1 – Ежедневные расходы растворённых веществ, г/с,
р.Рика-пгт.Межгорье, 2000 г.

Число	Месяцы											
	январь	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
1	1480	883	1470	13700	2910	1230	816	2930	830	744	539	829
2	1480	913	1580	13200	2730	1110	974	2200	891	723	1090	642
3	1390	1980	1620	14200	2510	1060	1370	1860	2890	723	759	745
4	1380	1620	1540	12800	2330	963	1130	1600	1490	722	615	857
5	1360	1450	1510	15400	2140	963	847	1450	1020	676	1910	795
6	1340	1330	1430	23400	2000	870	785	1390	801	677	1140	767
7	1340	1050	1510	10500	1880	839	756	1310	744	613	826	767
8	1300	1590	1490	7540	1840	778	671	1210	682	613	3120	704
9	1280	11100	13800	5670	1840	799	1250	1160	651	614	2430	727
10	1260	5820	15400	4470	1810	778	1530	1070	589	615	1910	815
11	1230	4080	5410	4520	1880	778	1030	1030	590	616	3710	1120
12	1190	3000	4360	5930	1750	778	1220	990	591	617	2100	1130
13	1190	2660	3820	10100	1570	720	1130	968	592	618	1510	1180
14	1190	2630	2820	10700	1460	936	1870	1010	593	574	1230	1300
15	1240	2050	4540	10100	1420	1060	1170	924	775	574	1110	7350
16	1210	2010	3570	10500	1350	1100	1250	904	594	575	1020	5220
17	1220	2050	3030	8770	1320	873	3690	847	1310	552	972	3130
18	1250	1730	2650	8280	1350	873	5760	814	2070	553	951	2430
19	1290	1670	2610	8050	1290	780	3780	754	1050	554	910	2010
20	1240	1620	2420	7170	1990	695	2570	755	2260	554	890	1590
21	1240	1430	2320	6760	1760	695	2070	756	1570	555	871	1060
22	1300	1430	2260	5870	1420	783	2000	729	1400	556	852	994
23	1330	1410	2740	5280	1890	725	1810	699	1420	557	832	996
24	1250	1400	3550	4730	1450	696	1600	700	1140	545	807	1010
25	1210	1520	3790	4190	1280	1080	1410	700	1010	534	795	1050
26	1180	1530	6010	4190	1210	1180	1310	732	916	534	840	13500
27	1140	1450	7560	3730	1170	1200	2170	872	849	560	1440	24700
28	1110	1580	14500	3610	1100	1070	1500	703	849	675	1030	11800
29	1070		17900	3250	1100	815	9710	642	828	586	975	16100
30	979		18400	3060	1390	938	9370	612	805	562	868	7780
31	892		17500		1230		4000	581		538		5070
Дек.1	1360	2780	4140	12080	2200	939	1010	1620	1060	672	1430	765
Дек.2	1220	2420	3520	8410	1540	859	1250	899	1040	579	1440	2640
Дек.3	1150	1490	8780	4470	1360	918	3350	702	1080	564	931	7650
Сред.	1240	2250	5590	8320	1690	905	2280	1060	1060	604	1270	3810
Наиб.	1480	11100	18400	23400	2910	1230	9710	2930	2890	744	3710	24700
Наим.	892	883	1430	3060	1100	695	671	581	589	534	539	642

Среднее значение за год – 2510 г/с

Наибольшее значение за год – 24700 г/с

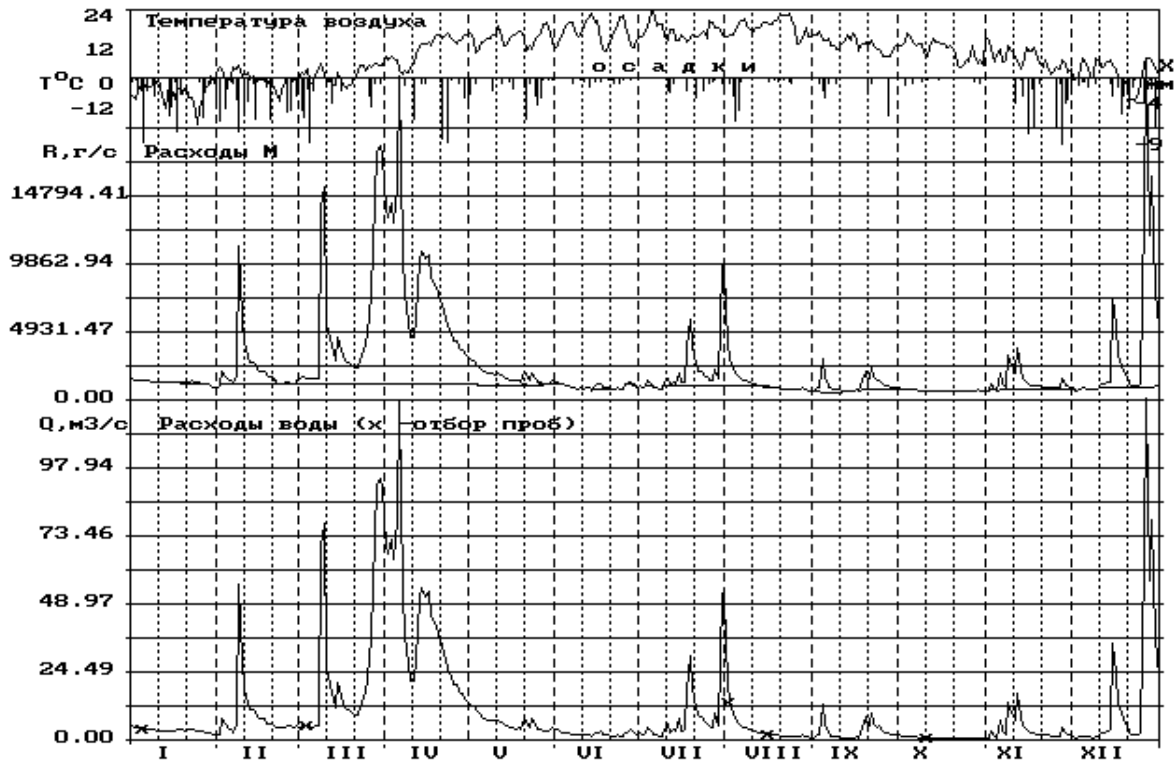


Рис. 8 – Комплексный график выноса М речным стоком р.Рика у пгт.Межгорье за 2000 г.

Выводы исследований. В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1) современные методы наблюдений по гидрохимическим показателям обладают низкой информативностью в связи с малой частотой измерений, которая не соответствует частоте комплекса гидрометеорологических наблюдений на реках;

2) разработаны способы уточнения временной сплайн-интерполяции путём увязки данных измерения минерализации вод с расходом воды различных элементов водного режима реки, подтверждением чего являются значения квадратов смешанной корреляции полученных зависимостей, изменяющихся в пределах от 0,78 до 0,98;

3) результаты выполненных исследований позволяют обосновать методы вычисления ежедневных расходов минеральных веществ для решения широкого круга научных и практических задач;

4) полученные зависимости дают возможность доработки предложенного метода временной сплайн-интерполяции для его использования в практике анализа и прогнозирования качества речных вод.

Список литературы

1. *Наставления* гидрометстанциям и постам.– Вып. 6.-ч.1.-Л.:Гидрометеиздат, 1978.- 384с.
2. *Ежегодные данные* о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. – Том 2, вып. 0-1, (1957-2003 гг.)
3. *Ежегодные данные* о качестве поверхностных вод суши. Вып. 1 (1984-2003гг.)
4. *Беккер А.А., Агаев Т.Б.* Охрана и контроль загрязнения природной среды.- Л.:Гидрометеиздат, 1989.-288с.

5. Карасёв И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С. Гидрометрия.-Л.:Гидрометеиздат, 1991.-376с.
6. Горев Л. И. Пелешенко В.И. Гідрохімія України. Київ: Наукова думка, 1995.-307 с.
7. Фадеев В.В., Тарасов М.Н., Павелко В.Л. Исследование взаимосвязи между минерализацией, ионным составом и водным режимом рек в условиях избыточного увлажнения // Гидрохимические материалы, 1971.- т. 26.- с. 19- 30
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученость. т. 6 вып.1, Ленинград: Гидрометеиздат ,1969.-598 с.
9. Константинова.Г.С, Химин Н.М. Применение сплайнов и метода остаточных отклонений в гидрометеорологии.-Л.: Гидрометеиздат, 1983, -183с.
10. Розробка методів дослідження гідроекосистем північно-західного Причорномор'я на базі дистанційної інформації і ГІС-технології її обробки.-Звіт про науково-дослідну роботу (заключний)/ Під ред. д.г.н., проф. Іваненко О.Г.- Одеса: ОДЕКУ, 2003.-120с.

Використання уточненого методу підрахунку щоденних витрат розчинених речовин на річках Українських Карпат. Яров Я.С.

У статті наведений огляд існуючих методів підрахунку стоку розчинених речовин річковими водами, наведено обґрунтування та уточнення методу кубічної сплайн-інтерполяції розрахунку щоденних витрат розчинених речовин на прикладі карпатських річок, що мають низьку інформативність даних спостережень по гідрохімічним показникам.

Ключові слова: *стік розчинених речовин, метод кубічної сплайн інтерполяції.*

Use of the specified method of calculation of daily charges of the dissolved matters on the rivers of Ukrainian Carpathians. Yarov Y.S.

The review of existent methods of count of flow of the dissolved matters by river waters is done in the article, the ground and clarification of method of cube spline-interpolation of calculation of daily charges of the dissolved matters on the example of the Carpathians rivers having the low informing of the given supervisions on hydrochemical indexes is resulted.

Keywords: *flow of the dissolved matters, the method of cube is the spline of interpolation.*

Б.В. Киндюк, д.г.н., проф., **С.В. Мельник**, к.т.н., доц., **А.В. Бирюков**, аспирант
Одесский национальный политехнический университет

РАЗРАБОТКА СЦЕНАРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕК КАЛЮС, КАРАЕЦ, ЖВАН, ЛЯДОВА

Предложен сценарий формирования четырёх рек Подольской возвышенности Калюс, Караец, Жван и Лядова, выявлены точки речных перехватов, дана их количественная оценка и установлены места, где намечается дальнейшее развитие этих природных процессов.

Ключевые слова: перехваты притоков, Подольская возвышенность, тектонические процессы, плиоценовая сеть.

Введение. Исследование сценария формирования речной сети является задачей редко рассматриваемой в географической науке. Эта проблема стала достаточно актуальной в связи с мощным антропогенным воздействием, которое начали испытывать все без исключения реки Украины. Исследовать эти процессы, без знаний о происхождении водотоков, достаточно сложно, т.к. без этой информации невозможно выполнить объективную оценку современного состояния речных систем.

Интерес к Подольской возвышенности является не случайным, т.к. в этом регионе достаточно интенсивно происходят два процесса. С одной стороны, под действием природных факторов идет постоянное переформирование речных структур. С другой, территория Подолии затронута достаточно интенсивной хозяйственной деятельностью, поскольку практически на всех реках региона функционируют гидротехнические сооружения.

Материалы и методы исследования. Первые шаги в изучении происхождения речных систем Подолии сделаны известным ученым - географом В.Д. Ласкаревым. В 30-х годах прошлого века этот вопрос рассматривался Н.И. Дмитриевым, Г.Р. Мирчиком, В.И. Крокосом, Б.Л. Личковым, польскими исследователями П.Смоленским, А.Яном, В.Цигергоффером, В.Тейсером.

На следующем этапе развития проблема происхождения речных систем стала предметом рассмотрения специалистов не только географических, но и других смежных с ней наук. По геоморфологии исследования выполнены К.И. Геренчуком [1], А.П. Куценко [2], П.М. Цисем [3]; по тектонике - И.Д. Гофштейном [4], И.Л. Соколовским, Н.Г. Волковым [5]; по геологии - В.Н. Утробиним; по физической географии - Й.М. Свынко, И.П. Ковальчуком [6], В.П. Палиенко; по гидрологии - М.С. Каганером, А.Г. Ободовским, В.И. Вишневым, Ю.С. Ющенко и целым рядом других авторов.

Цель работы - выполнить разработку сценария формирования гидрографической сети рек Калюс, Караец, Жван, Лядовой, выявить точки речных перехватов и рассчитать гидрографические показатели ранее существовавших водотоков.

Результаты исследования и их анализ. Водосборы исследуемых рек находится в юго-восточной части Подольской возвышенности в пределах Виницкой и, частично, Хмельницкой областей. Согласно геоморфологического районирования, выполненного К.И. Геренчуком [1], бассейны этих водотоков входят в состав фации "Східного Придністров'я". Их характерной особенностью

являются: слабо выраженные водораздельные линии, мало расчлененные междуречья, левобережная асимметрия, наличие глубоких каньонобразных долин, образуемых при впадении в р.Днестр.

Река Калюс берет начало в 0.2 км северо-западнее с.Слободка Охримовская из небольшого водоема, наполняющегося из нескольких родников, расположенных на склонах; впадает в реку Днестр с левого берега, на 484-ом км от устья, в 2 км восточнее с.Рудковцы.

Река Жван берет начало из родника, выходящего из земли на высоте 280 м у юго-западной окраины с.Подлесный Ялтушков; впадает в р.Днестр с левой стороны на 671-ом км от устья на высоте 66 м, у южной окраины с.Бернашовка.

Река Караец берет начало из небольшого родника на высоте 245.4 м, в 100 м севернее с.Снитков; впадает в р.Днестр с левого берега на 658-ом км от устья на высоте 62.5 м у пгт Козлов.

Река Лядова берет начало из родников на высоте 305 м в заболоченной ложбине в 1.5 км северо-западнее с.Дашковцы; впадает в р.Днестр с левого берега на 651-ом км от устья на высоте 61.5 м у с.Лядова.

Таблица 1 - Морфометрические и гидрографические показатели рек

№	Река – пункт	Площадь водосбора F, км ²	Длина реки L, км	Средняя высота водосбора H _{ср} , м	Уклон реки I, ‰	Порядок водотока П _i	Число точек перехвата, N
1	2	3	4	5	6	7	
1	Калюс – с.Калюс	390	64	195	3,91	3	4
2	Жван – с.Бернашовка	570	47	173	4,55	4	3
3	Караец – с.Козлов	212	45	154	4,06	3	1
4	Лядова –с.Лядова	748	93	184	2,51	4	12

С целью количественной оценки гидрографической сети осуществлена бонитировка рек по методике, предложенной Р.Е.Хортном [7] и усовершенствованной И.Н.Гарцманом [7]. В результате выполненных расчетов оказалось, что две реки (Калюс, Караец) имеют величину порядка (П_i), равную трем, уровень иерархии двух других водотоков - р.Лядовой, р.Жвана, равен четырём.

Формирование гидрографической сети рассматриваемых рек тесно связано с процессом развития рельефа Подольской возвышенности. Согласно современных научных представлений исследуемая территория испытала два тектонических поднятия. Первое, по мнению И.Д.Гофштейна [4], произошло в раннем плиоцене, что способствовало освобождению Подолии из-под вод Сарматского моря. Результатом этого процесса стало образование низменной равнины с системой консекветных рек, текущих с северо-запада на юго-восток и параллельных современной реке Днестр.

В работах К.И.Геренчука [1] выполнено восстановление направлений русел древних водотоков. Анализ этой информации указывает на безусловную связь, а также преемственность между плиоценовой и современной структурами водотоков. Так, исследованиями целого ряда авторов, например [9], доказано наличие более развитой гидрографической сети на правой части Подольских рек. Размеры

площади бассейна, густоты речной сети, числа притоков первого порядка на правой половине водосборов, как правило, превышают аналогичные показатели их левой части.

Примером, доказывающим реальность унаследования участков древней сети современной рекой, является р.Лядова. Согласно данным И.Я.Яцко К.И.Геренчука [1] верхняя часть этого водотока входила в структуру плиоценовой реки №5, протекавшей по направлению северо-запад - юго-восток (рис. 1). Этот водоток давно привлекает к себе внимание ученых, так как еще в 1914 г. В.Д.Ласкарев обнаружил следы долины древней реки, протекавшей параллельно современной р.Днестр.

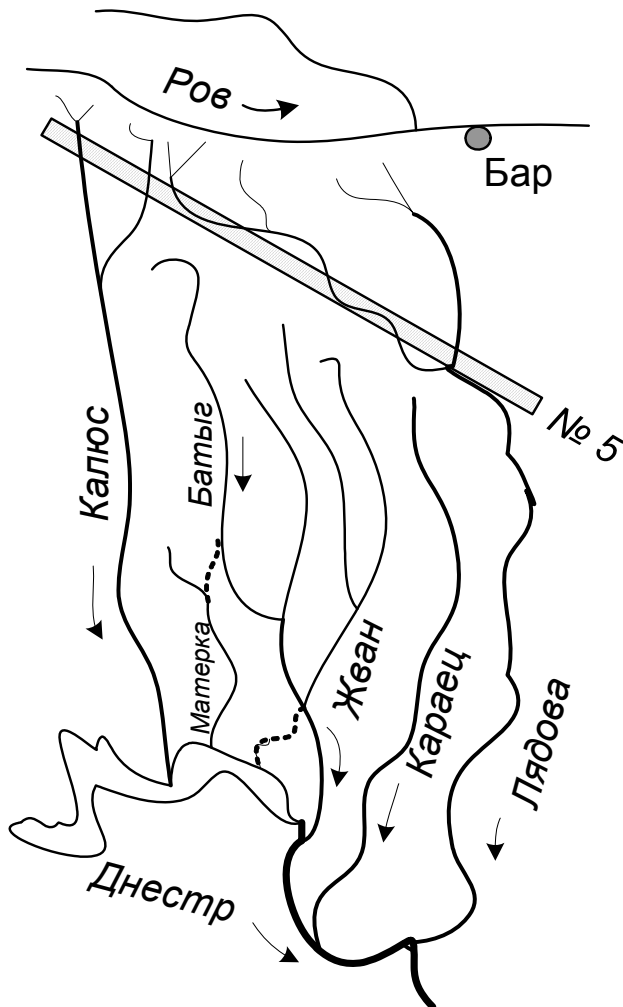



Рис. 1 Современная и плиоценовая гидрографическая сеть рек Калюс, Жван, Караец, Лядова.

-  Русло плиоценового водотока
- Участки предполагаемого русла

В 30-х годах прошлого века И.Я.Яцко [8] провёл детальное изучение древнего водотока, назвав его Кадиевской впадиной. Этим автором выполнено описание структуры грунтов, фауны нескольких почвенных разрезов и построены поперечные профили русла древней реки. Доказательством существования плиоценового водотока являются обнаруженные им в почвенных шурфах: различные формы пресноводных моллюсков, слои сизовато-серых глин, а также остатки речной террасы в районе с.Кадиевцы. Данные И.Я.Яцко [8] имеют уникальный характер, т.к. на сегодняшний день эти территории подверглись мощному антропогенному воздействию и следы древних рек отыскать достаточно сложно.

Низменная равнина, находившаяся в древности на территории современной Подолии, просуществовала до конца плиоцена [1]. Далее произошло, по терминологии К.И.Геренчука, "второе тектоническое поднятие"

исследуемой территории. По своей амплитуде оно значительно превысило первое, а его результатом стало появление Подольской возвышенности. Эпицентр поднятия пришелся на район современных Гологор, где находится наивысшая точка русской равнины гора Камула, с высотой, равной 471 м. В результате перестройки рельефа начала формироваться новая гидрографическая сеть меридионального направления.

Такое перераспределение высотных отметок местности привело к появлению значительного наклона Подольской плиты на юг. В результате этого началось отмирание рек широтного направления. Данный процесс захватил водосбор Кадиевской впадины, которая разделилась на отдельные части. Один из таких участков стал основой формирования новой реки Лядовой, которая совершила постепенный поворот на юг. Затем произошел перехват ею части гидрографической сети древних широтных водотоков и со временем она становится левым притоком р.Днестр. Эти природные события нашли своё отражение в конфигурации русла р.Лядовой, которое представляет собой три различных по своему происхождению участка. Первый из них, проходящий от истока до с.Ялтушков длиной 14 км, унаследован от плиоценового водотока. Второй отрезок, идущий от с.Ялтушки до с.Марьяновка, длиной 20 км, является переходным. Третья часть реки, длиной 59 км, имеет четкое меридиональное направление и простирается от с.Марьяновка до с.Лядова.



Рис. 2. Район возможных перехватов водотоков системы р. Ров системой реки Подкамень (приток р. Лядова).

На водосборе этого водотока зафиксировано несколько случаев речных перехватов. Ряд мелких рек, таких как Подкамень и др., входящих в структуру р.Лядова “атакуют” притоки реки Ров, относящейся к бассейну Южного Буга (рис 2). Реальность этих природных процессов подтверждает следующее обстоятельство. На междуречье рек Лядова и Ров имеется группа ручьев без названия, текущих до определенной точки в широтном направлении, а затем поворачивающих на юг. Это водотоки, расположенные у населенных пунктах: Дашковцы,

Ходаки, Мигалевцы, Луговое, Терешки. Наличие сквозных широтных долин и резкие повороты на юг являются доказательством произошедших здесь речных перехватов рекой Лядова, которая имеет более низкий базис эрозии. Другая точка намечающегося перехвата находится в районе пгт Чемерисское. В этом месте река без названия являющаяся притоком р.Лядова, подошла очень близко к нескольким малым рекам, входящих в систему р.Ров. На некоторых участках расстояние между водотоками составляет 500-700 м.

Сценарии формирования рек Калюс, Жван, Караец имеют ряд существенных различий по сравнению с процессами, которые привели к появлению р.Лядовой. Указанные три водотока являются более “молодыми” по времени своего образования. Их формирование произошло после второго тектонического поднятия. Доказательством этого предположения является их строго меридиональное направление и отсутствие широтных участков русла.

В пределах водосборов этих водотоков также зафиксировано несколько случаев речных перехватов. Например, имеется определенная вероятность совершения перехвата рекой Калюс некоторых притоков реки Ров в районе между селами Слободка-Охримовецкая и Нетечинцы. В качестве доказательства можно привести данные о том, что большинство рек являются притоками р.Калюс и имеют значительные широтные отрезки. Другой случай проявления этих природных процессов зафиксирован на реке Батыг, который является притоком

реки Жван. Вполне вероятно, что ранее река Батыг вместе с рекой Матеркой, представляли один водоток, впадающий в р.Днестр. В пользу этой версии свидетельствует два обстоятельства. Первое, реки Батыг и Матерка текут в строго меридиональном направлении и лежат практически на одной линии. Второе, между реками имеется проходная долина идущая от р.Матерки в сторону р.Батыг, которая занята в настоящее время небольшой рекой Балын. Таким образом, точкой перехвата является участок между селами Малая Стружка и Вербовец, где река Батыг поворачивает на юго-восток и впадает в р.Жван. Восстановив ранее существовавшую гидрографическую сеть, несложно выполнить расчет основных гидрографических характеристик реки Пра-Матерки (табл. 2).

Таблица 2 - Морфометрические и гидрографические показатели восстановленных рек

№	Река – пункт	Площадь водосбора F км ²	Длина реки L км	Средняя высота водосбора H _{ср} , м	Уклон реки I, ‰	Порядок водотока, Pi
1	2	3	4	5	6	7
1	Пра-Матерка – с.Рудковчы	436	52	187	3,2	3
2	Пра-Жван - устье	476	41	169	4,1	3

Вторая из рек Жван, также существенно изменила в результате перехватов конфигурацию и размеры своего русла. Анализ строения гидрографической сети показывает, что ранее этот водоток мог впадать в р.Днестр у с.Надднестровское. В настоящее время здесь протекает небольшой ручей без названия, имеющий глубокое каньонообразное русло и связанный с р.Жван проходной долиной. Таким образом, можно предположить о существовании в этом месте единой реки, в состав которой входили: р.Жван и ручей без названия, протекающий у с.Надднестрянское.

Эта информация дает возможность выполнить расчет гидрографических характеристик реки Пра-Жван. Так, площадь её водосбора составляла 476км², длина реки 41км, средняя высота водосбора 169 м, уклон - 4,2 ‰, а уровень иерархии древней реки равен трем (табл. 2).

Значительный научный интерес представляет, необычная конфигурация устьевых участков рек Жван, Караец, Лядова. Первые две на протяжении достаточно длинных отрезков текут параллельно р.Днестр, а третья образует в нижней части русла мощный меандр, начинающийся от с.Ярышев и заканчивающийся впадением её в р.Днестр. Причиной появления такой достаточно сложной формы устьев исследуемых водотоков, по мнению К.И.Геренчука, И.Д.Гофштейна, являются тектонические процессы. Вполне вероятно, что Ушинско – Липинское поднятие изменило характер русла реки Днестр, а затем привело к значительным сдвигам устьевых частей притоков. Резкий поворот р.Днестр и значительный перепад высот использован людьми в целях гидротехнического строительства. Здесь создано большое водохранилище, Днестровская ГЭС, которая вырабатывает 800 млн кВт ч/год электроэнергии.

Таким образом, в пределах каждой из 4 рек выявлены случаи речных перехватов. Наибольшее их количество (N=12) зафиксировано на реке Лядова, а наименьшее (N=1) - на водосборе реки Караец (табл. 1).

По данной работе можно сделать следующие выводы:

1. Предложен сценарий формирования четырех водотоков, показано, что реки Караец, Жван, Калюс образовались до второго тектонического поднятия, а р.Лядова - после его прохождения
2. Выполнено восстановление гидрографической сети рек Пра-Матерки, Пра-Жван и рассчитаны их основные показатели;
3. Выявлено 20 точек совершившихся и четыре намечившихся речных перехватов.

Задачей дальнейших исследований является: - проведение комплексного изучения структуры рек Подольской возвышенности с целью выявления случаев речных перехватов и установления их количественной оценки.

Список литературы

1. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети русской равнины. – Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1960. –242 с.
2. Куценко А.П. Морфотектоніка Хмельницької області. Вісник Львівського Ун-ту, серія географічна, вип.3, 1965, с.57 – 61.
3. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид. Львів. ун-ту, 1962. – 224 с.
4. Гофштейн И.Д. Тектонические наблюдения на Золотой Липе. //Геологический сборник Львовского Геологического общества. №7-8. – 1961. С.173-182.
5. Соколовский И.Л. Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения Неотектоники. – К.. 1965. – 131с.
6. Ковальчук И.Л. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. Львов, 1997. – 439 с.
7. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М. Изд. Иност. Лит. 1948 – 158с.
8. Яцко И.Я. К вопросу об ископаемых реках западной Подолии//Труды геоморфологического института. – Вип. 9. – 1933. – С. 51-61.
9. Геренчук К.И. Об асимметрии речных долин подольского плато. // Известия всесоюзного географического общества. № 1. – 1950. С. 78-82.

Розробка сценарію формування річок Калюс, Караєць, Жван, Лядова.

Кіндюк Б.В., Мельник С.В., Бірюков О.В.

Запропоновано сценарій формування чотирьох річок Подільської піднесеності Калюс, Караєць, Жван і Лядова, виявлені точки перехватів річок, дана їх кількісна оцінка і встановлені місця, де намічається подальший розвиток цих природних процесів.

Ключові слова: перехоплення притоків, Подільська піднесеність, тектонічні процеси, пліоценова сіть.

Development of the script of formation of the rivers Kaljus, Karaec, Gvan, Liadova.

Kindyuk B.V., Melnyk S.V., Birukov A.V.

The script of formation of four rivers of Podolsk height Kaljus, Karaec, Gvan, and Liadova is offered, points of river interceptions are revealed, their quantitative estimation is given and places are installed where the further development of these natural processes is planned.

Keywords: intercepts of tributaries, Podolskaya eminence, tectonic processes, Pliocene network.

УДК 551.465

Ю.С. Тучковенко, к.ф.-м.н., О.А. Торгонская

*Одесский государственный экологический университет***АДАПТАЦИЯ ЧИСЛЕННОЙ ГИДРОТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МЕССА К УСЛОВИЯМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ**

*Приведены результаты адаптации трехмерной численной прогностической термогидродинамической модели МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) к условиям северо-западной части Черного моря для описания сезонной изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод. **Ключевые слова:** термохалинная структура вод, моделирование, северо-западная часть Черного моря.*

Постановка проблемы. К числу характерных особенностей северо-западного шельфа Черного моря относятся: наличие устьевых областей четырех крупных рек (Дунай, Днепр, Днестр, Южный Буг), пресный сток которых оказывает существенное влияние на пространственно-временную изменчивость термохалинной структуры и динамику вод; наличие большого числа относительно мелководных областей – банок, заливов, бухт, лиманов (изолированных, частично или эпизодически изолированных, свободно сообщающихся с морем); доминирующее влияние ветровых условий на динамику и термохалинную структуру вод (изменчивость циркуляции, проникновение речных вод, апвеллинг и т.д.); формирование в весенне-летний период на глубинах 5-15 метров пикноклина, разделяющего прогретые и распресненные воды поверхностного слоя и холодные, соленые воды придонного слоя; систематическое развитие ветрового прибрежного апвеллинга, обеспечивающего водо- и массообмен между поверхностным и придонным слоями акватории в весенне-летний период года.

Для диагноза, имитации изменчивости и прогноза гидрологических, термодинамических и, тесно связанных с ними, экологических процессов в северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) необходима гидродинамическая модель, способная учесть и адекватно описать указанные выше особенности акватории. В предлагаемой работе исследуются возможности использования в указанных целях численной гидротермодинамической модели МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [1]. Описание математической структуры этой модели, а также результаты ее адаптации к Днепровско-Бугскому приустьевому району СЗЧМ приведены в работах [2-3].

Цель представляемой работы заключается в изложении предварительных результатов адаптации гидротермодинамической модели МЕССА для описания сезонной изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод на всем северо-западном шельфе Черного моря (с учетом стока Дуная, Днепра, Южного Буга и Днестра).

Методы и материалы. В основу модели МЕССА положена полная система уравнений гидротермодинамики в приближении Буссинеска, несжимаемости и гидростатики, включающая уравнения: движения для горизонтальных составляющих вектора скорости течения, гидростатического приближения, неразрывности, состояния, сохранения тепла и солей. Для моделирования течений и переноса субстанций на подсеточных масштабах в каналах или реках, исходная система уравнений интегрировалась поперек потока (т.е. в нормальном к потоку направлении в

горизонтальной плоскости). Новая система уравнений, используемая в модели, получена в результате объединения проинтегрированных поперек потока и исходных уравнений таким образом, чтобы при отсутствии канала (трехмерный поток) получалась исходная система уравнений в традиционной форме, а при его наличии – осредненные поперек потока уравнения (двумерный поток). Численная реализация полученной системы уравнений выполнена в криволинейной по вертикали системе координат, с использованием неявных конечно-разностных схем [1].

Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклинная составляющая). Вертикальная турбулентная вязкость аппроксимируется на основе полуэмпирической теории турбулентности как функция устойчивости водной колонки и локального вертикального сдвига скорости течений. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального горизонтального сдвига баротропной составляющей скорости течений и пространственного шага горизонтальной конечно-разностной сетки.

Модель содержит блоки расчета потока тепла через поверхность моря (на основе метеорологических данных), усвоения гидрометеорологической информации на границах расчетной области и позволяет воспроизводить пространственно-временную изменчивость уровня моря, термохалинной структуры вод, трехмерного поля течений и интенсивности турбулентного обмена на временных отрезках от нескольких суток до годового цикла в акваториях морского шельфа со сложными морфологическими и гидрологическими характеристиками.

Расчетная область северо-западной части Черного моря (рис. 1), к которой адаптировалась модель, аппроксимировалась горизонтальной сеткой 61×36 узлов с шагом 5 км. Шаг по времени составлял 5 секунд для баротропной составляющей скорости течений и 80 с. – для бароклинной. Использовались десять расчетных уровней по глубине в σ -системе координат.

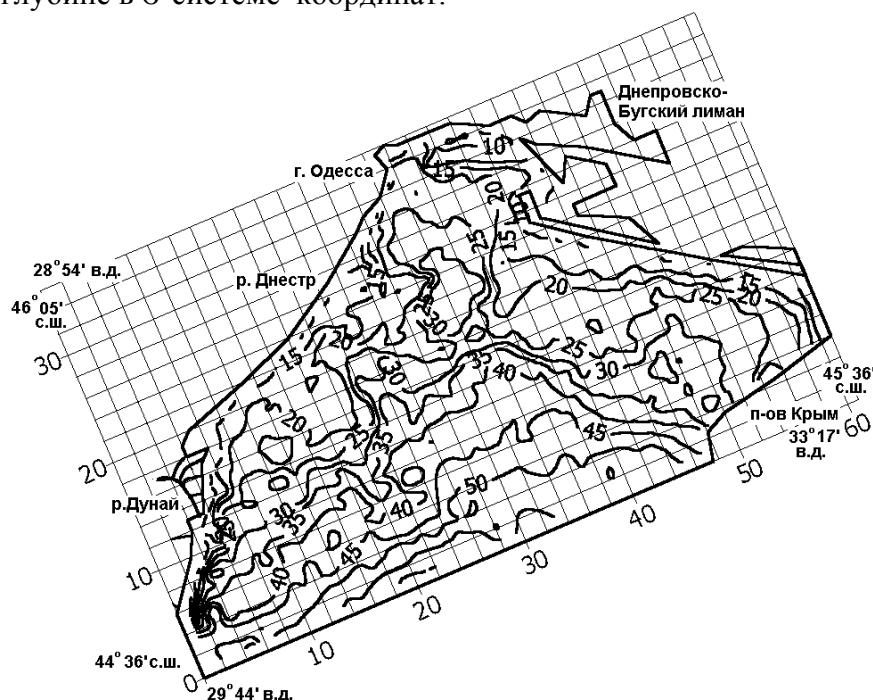


Рис. 1 Расчетная область и батиметрическая карта (глубины в метрах) северо-западного шельфа Черного моря

Численные эксперименты с моделью проводились с усвоением данных ежесрочных 6 - часовых наблюдений за температурой воздуха, скоростью и направлением ветра, выполненных на ГМС Одесса-порт в 1983 и 1994 годах. Указанные годы существенно различаются доминирующими направлениями ветра в весенне-летний период. В 1983 году при доминировании северо-западных ветров систематически отмечалось развитие ветровых прибрежных апвеллингов, а в 1994 году апвеллинги в июле-сентябре практически отсутствовали. При расчетах потока тепла использовались среднемесячные значения относительной влажности воздуха и балла общей облачности. Расход рек Дуная, Днестра и Южного Буга задавался для условий средневодного года (табл. 1). Термохалинная структура вод на открытой морской границе определялась в соответствии с информацией, приведенной в [4] и ГИС Black Sea Environmental Programme (BSEP), а отклонения уровня моря – в соответствии с [5].

Таблица 1 – Сезонная изменчивость расходов речного стока в СЗЧМ, м³/с, задаваемая при модельных расчетах

Реки или рукава их дельт	Месяц						
	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
р.Днепр+ р.Южный Буг	1600	2080	1500	1100	985	635	570
р.Днестр	195	249	250	324	223	187	155
Рукава дельты р.Дунай							
Очаковский	966	1261	1237	1046	853	688	625
Быстрый+ Восточный	1464	1911	1875	1589	1296	1045	950
Старостамбульский	1281	1673	1641	1388	1132	912	820
Сулинский	1472	1922	1886	1594	1300	1048	953
Георгиевский	1823	2379	2335	1973	1609	1297	1180

Результаты численных экспериментов. На первом этапе адаптации модели численные эксперименты проводились с одномерным (по вертикали) ее вариантом, когда отключались члены уравнений, описывающие горизонтальный турбулентный обмен и адвективный перенос, а также предполагалась независимость всех функций от горизонтальных координат. В такой постановке учитывается только бароклинная ветровая составляющая скорости течений, которая используется для расчета коэффициентов вертикального турбулентного обмена и диффузии. Таким образом, фактически решалась задача формирования вертикальной термохалинной структуры вод в результате вертикального турбулентного обмена импульсом, диффузии тепла и солей.

Цель расчетов заключалась в изучении адекватности воспроизведения моделью годовой изменчивости вертикальной термохалинной структуры вод исследуемой акватории под воздействием ветра и теплообмена с атмосферой. В ходе счета, помимо усвоения указанных ранее ежесрочных гидрометеорологических наблюдений, задавался годовой ход среднемесячных значений солёности на поверхностном и придонном горизонтах водной колонки глубиной 25 м, а также температура морского дна (соответствующая температуре вод придонного слоя по данным наблюдений). Вертикальное распределение температуры и солёности морской воды формировалось моделью в ходе счета. Результаты расчетов приведены на рис. 2-3. Видно, что модель правильно описывает годовой ход температуры поверхностного слоя воды,

формирование и разрушение сезонного термоклина, сезонную изменчивость толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), хотя расхождения результатов расчетов с данными наблюдений также имеют место. В первую половину года модель занижает на несколько градусов температуру воды поверхностного слоя, а в летние месяцы, наоборот, завышает. Эти расхождения объясняются исключением вклада горизонтальной адвекции в формирование термического режима вод СЗЧМ. В зимне-весенний период реальное охлаждение вод акватории меньше за счет притока тепла с Основным Черноморским потоком, а летом – наоборот. Кроме того, после формирования сезонного слоя скачка плотности в весенне-летний период, важную роль в обеспечении теплообмена между поверхностной и придонной водными массами играют обусловленные ветром сгонно-нагонные явления в прибрежных зонах акватории, которые не учитываются в одномерном варианте модели. Эффект влияния на температуру поверхностного слоя воды прибрежного ветрового апвеллинга особенно ярко проявляется на рис. 2.а, где ему соответствуют резкие понижения температуры в летний период, отмеченные в данных наблюдений.

В сезонной изменчивости вертикальной термохалинной структуры вод, полученной в одномерном варианте модели (рис. 3), обращает на себя внимание образование в весенне-летний период термоклина и разрушение его в осенне-зимний период. Толщина ВКС в летний период года составляет ≈ 6 м в 1983 г. и 10 м в 1994 г. Указанные особенности соответствуют общим представлениям об особенностях гидрологического режима вод акватории, установленных по данным наблюдений.

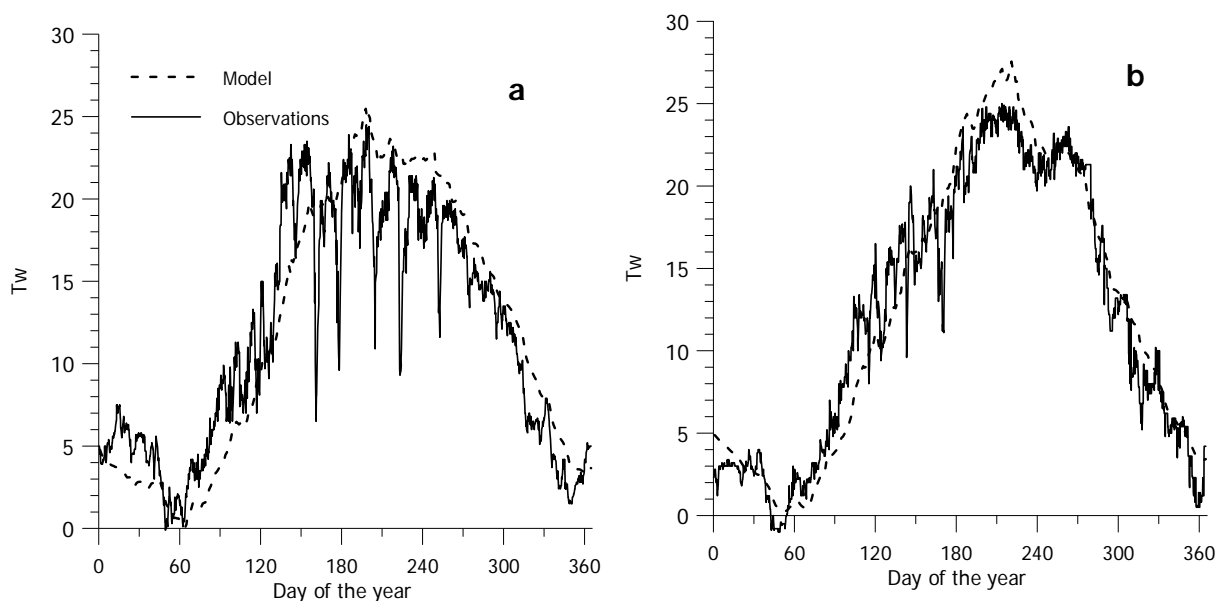


Рис. 2 Измеренный и рассчитанный в одномерном варианте модели годовой ход температуры поверхностного слоя воды при метеоусловиях 1983 (а) и 1994 гг. (б)

Расчеты пространственно-временной изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод с помощью трехмерного варианта модели проводились на временном отрезке с начала второй декады марта до конца сентября. Отдельные результаты расчетов для метеоусловий 1983 г. приведены на рис. 4 – 8. Видно, что модель правильно отражает основные особенности изменчивости пространственного

распределения температуры и солености воды в весенне-летний период. Весной отмечается проникновение языка распресненных вод из Днепровско-Бугского лимана вдоль Одесской банки в Одесский район СЗЧМ, где соленость понижается до 13 ‰. Второй, менее выраженный язык трансформированных речных вод распространяется на юг вдоль Тендровской косы (рис. 4). Летом, из-за сезонного уменьшения речного стока и развития ветрового прибрежного апвеллинга, соленость поверхностных вод Одесского района увеличивается до 15 – 16 ‰ (рис. 5).

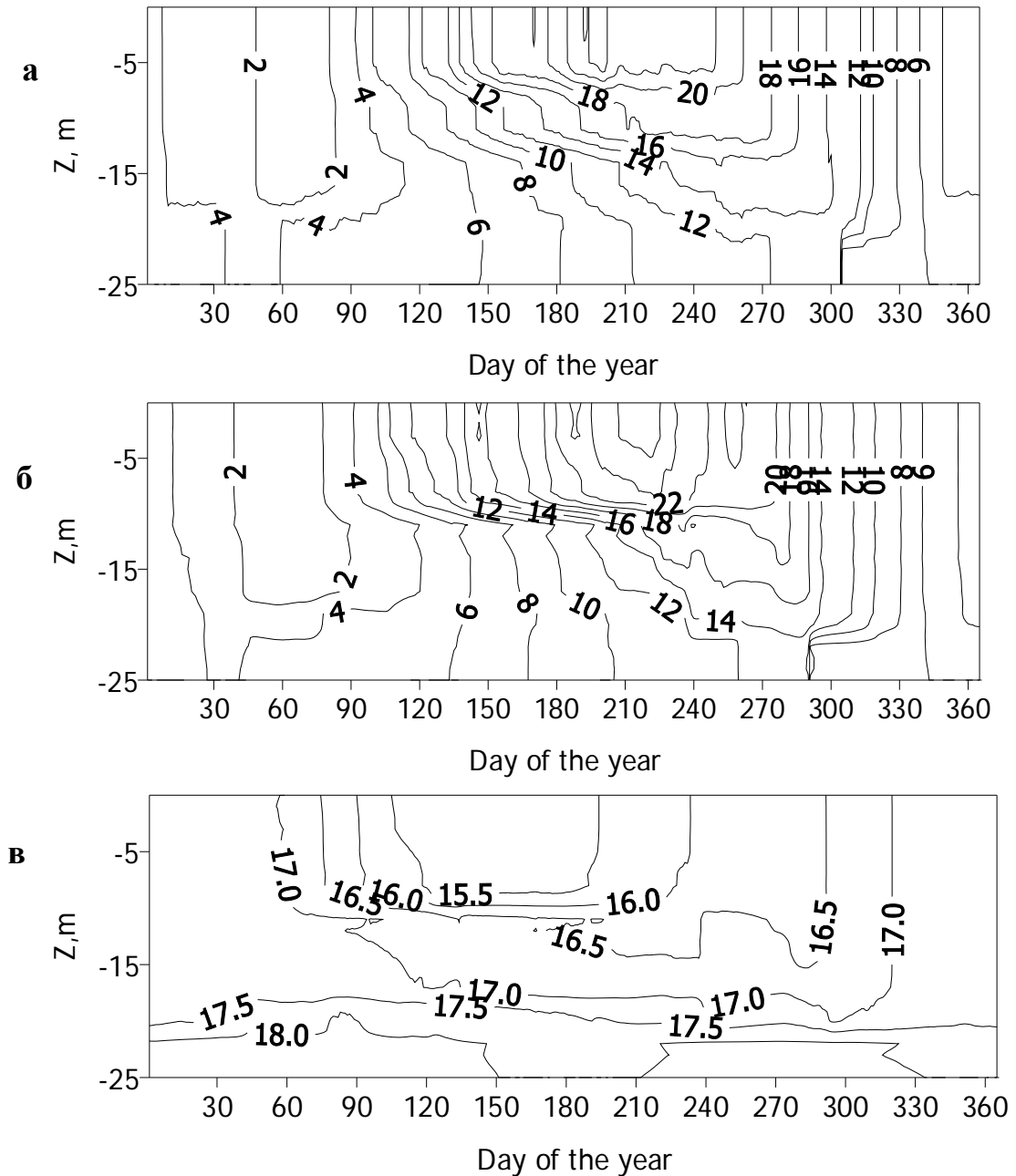


Рис. 3 Рассчитанная в 1-мерном варианте модели по метеорологическим данным внутригодовая изменчивость вертикального распределения температуры воды T , °C, (а – 1983 г., б – 1994 г.) и солености S , ‰ (в – 1994 г.)

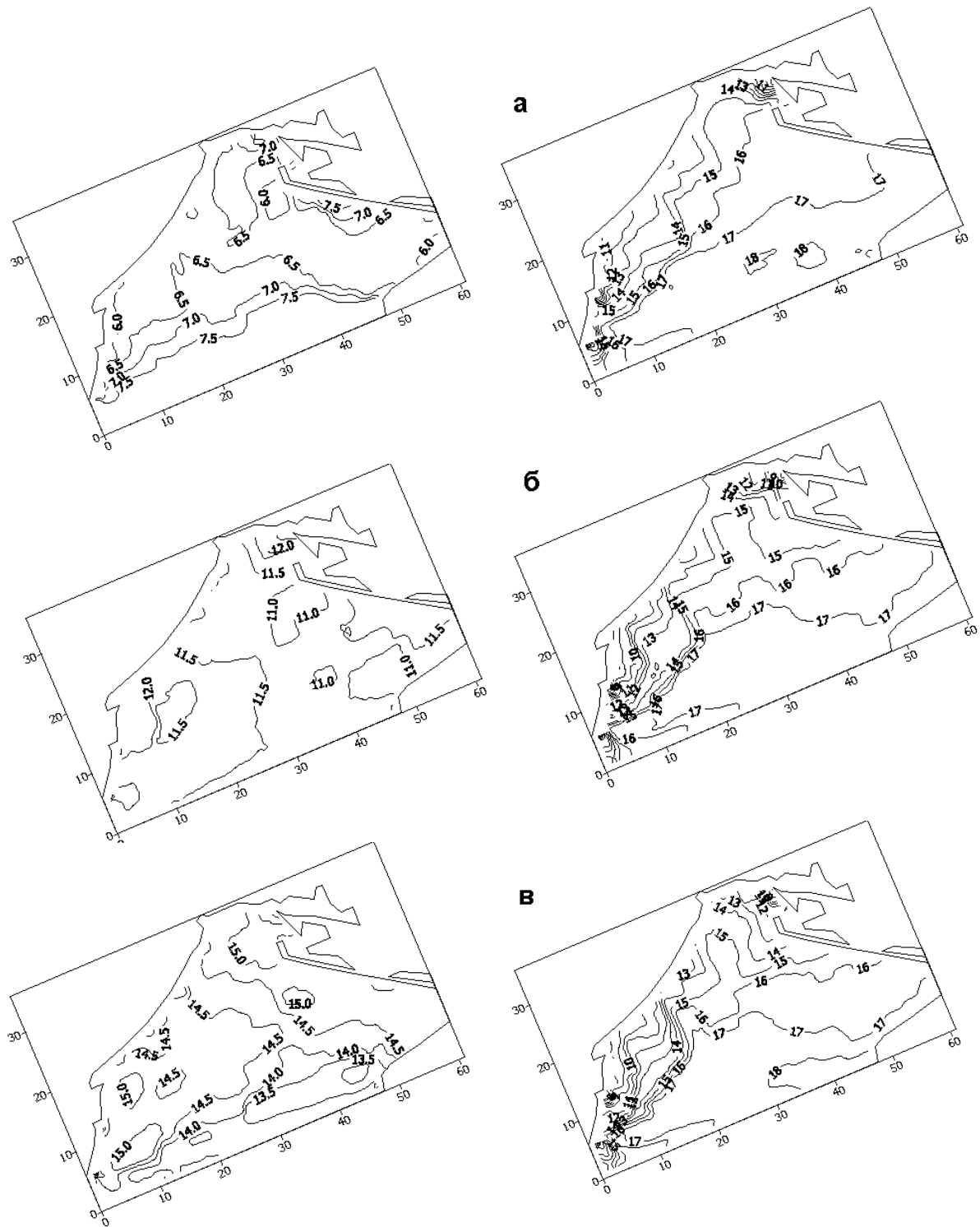


Рис. 4 Рассчитанные по модели поля температуры (слева) и солёности (справа) воды поверхностного слоя, относящиеся к датам: 14 апреля (а), 14 мая (б) и 24 мая (в), при метеоусловиях 1983 г.

В пространственном распределении температуры воды поверхностного слоя отмечаются следующие тенденции. В марте-апреле температура шельфовых вод СЗЧМ несколько ниже, чем в открытой глубокой части моря (южная граница расчетной области). К концу мая, в результате более быстрого прогрева речных и поверхностных

шельфовых вод, картина меняется на обратную (рис. 4). Систематическое развитие прибрежного апвеллинга в летний период года приводит к тому, что температура воды вдоль побережья СЗЧМ на несколько градусов ниже, чем на южной морской границе (рис. 6). Отчетливо прослеживаемые на рис. 6.б, г следы ветрового апвеллинга подтверждаются данными наблюдений на ГМС Одесса-порт. В частности, в период с 22 по 24 июля 1983 г. температура морской воды понизилась с 20 до 11 °С и 25 июля составляла 16 °С, а с 11 по 12 августа температура упала с 19.5 до 10 °С и к 14 августа снова повысилась до 16 °С. Осенью температура шельфовых вод понижается быстрее, чем в открытом море (рис. 6.е).

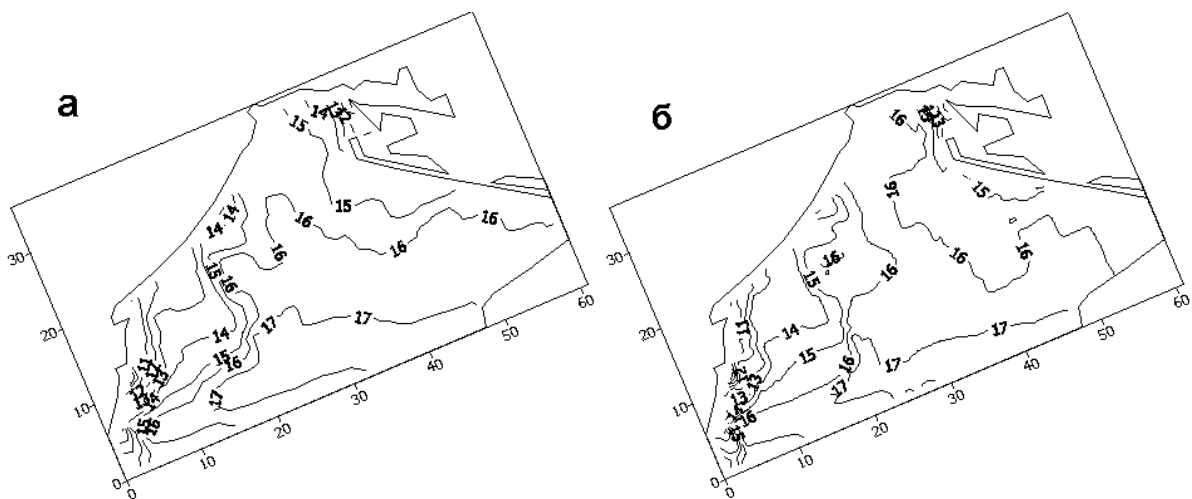


Рис. 5 Рассчитанные по модели поля солёности воды поверхностного слоя, относящиеся к датам: 20 июля (а) и 30 июля (б), при метеоусловиях 1983 г.

На рис. 7 приведена эволюция в период с марта по сентябрь вертикальных профилей температуры и солёности воды в одной из точек расчетной области глубиной 28 м. Следует обратить внимание на образование в летний период года верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) с глубиной нижней границы 5 - 7 м. В периоды безветрия температура воды монотонно понижается от поверхности до дна. В сентябре, в результате конвективного перемешивания, ВКС заглубляется до 18 м. В придонном слое температура воды возрастает за расчетный период с 4 до 12 °С, тогда как на поверхности – с 4 °С в марте до 22 °С в июле. Солёность вод поверхностного слоя в период с марта по июнь уменьшается с 16.5 до 15 ‰ и, затем, возрастает к августу до 16.2 ‰.

Динамика вод на акватории СЗЧМ характеризуется доминированием ветровой составляющей скорости течений. Весной, при слабых ветрах, существенную роль в формировании циркуляции вод играет плотностная составляющая течений. На глубинах 15-30 м формируются компенсационные течения, с генеральным направлением противоположным дрейфовым течениям (рис. 8). В южной части расчетной области в поверхностном слое вектора течений приобретают западную составляющую, соответствующую направлению потока Основного черноморского течения, а на глубинах более 35 м отмечается поток восточного направления с антициклоническим знаком завихренности.

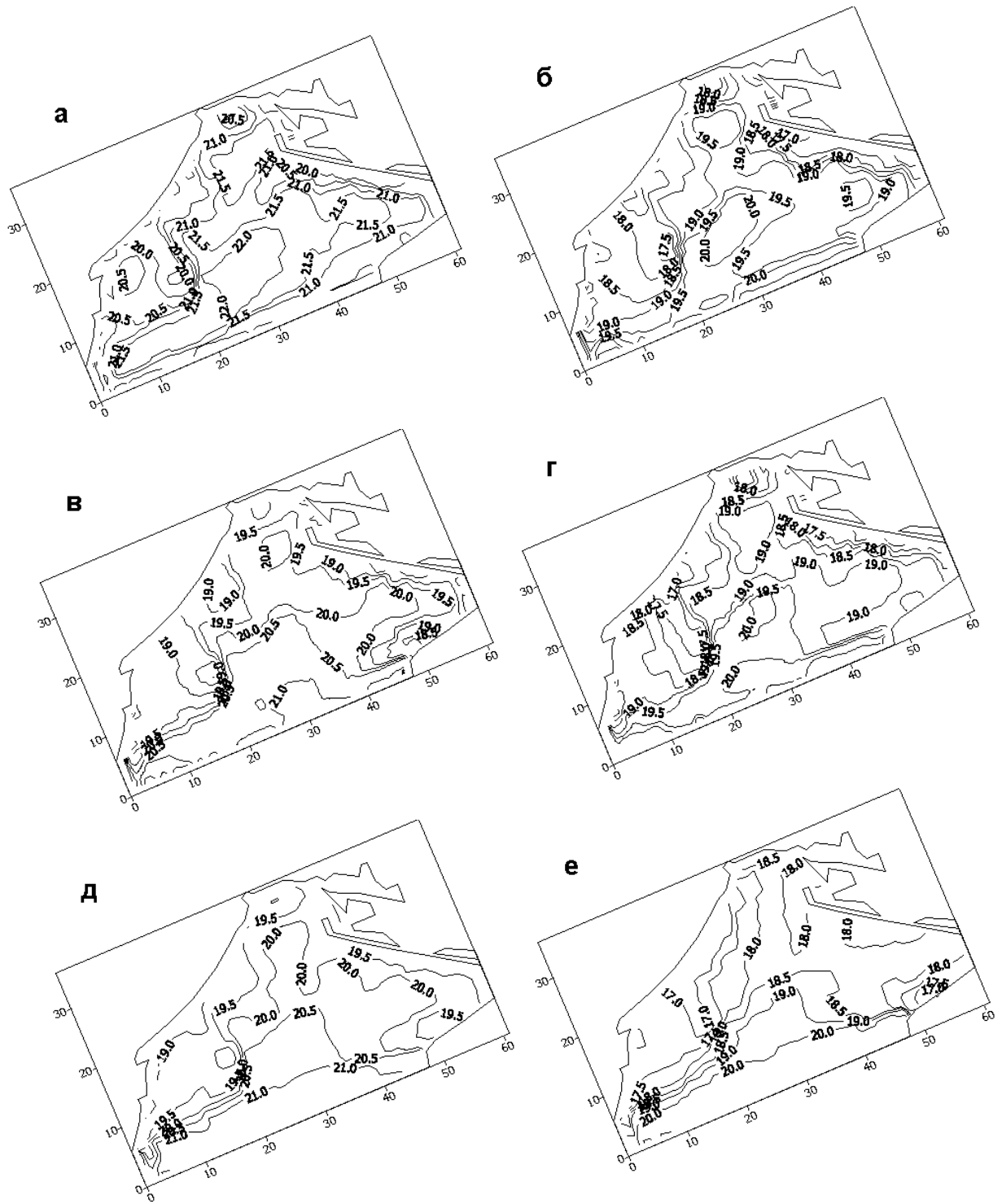


Рис. 6 Рассчитанные по модели поля температуры воды поверхностного слоя, относящиеся к датам: а) 20 июля; б) 25 июля; в) 9 августа; г) 14 августа; д) 29 августа; е) 13 сентября, при метеоусловиях 1983 г.

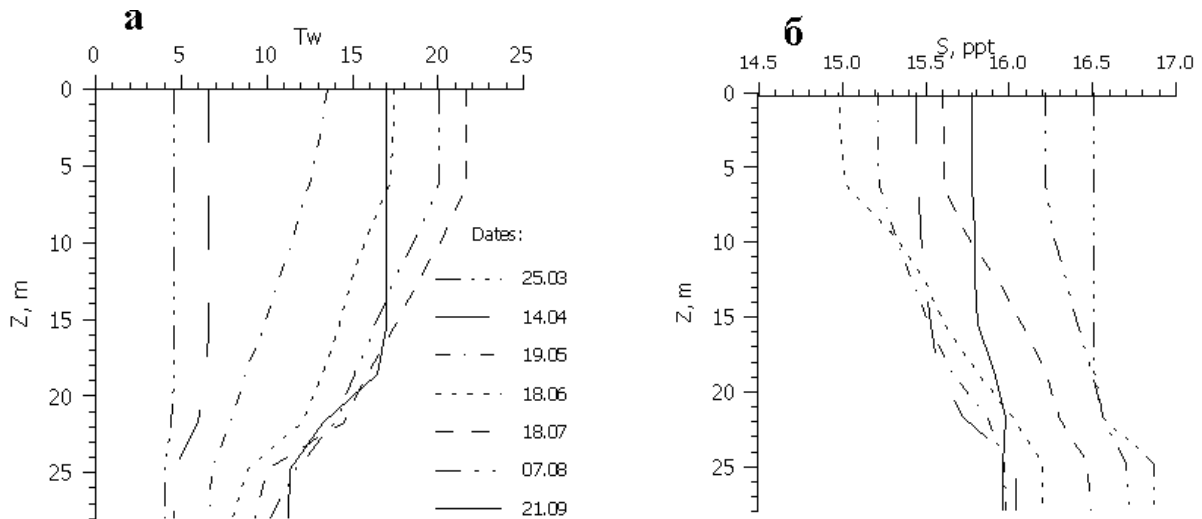


Рис. 7 Сезонная изменчивость вертикального распределения температуры (слева), °C, и солёности (справа), ‰, воды в точке (33; 27) расчетной области (см. рис. 1), при расчетах с усвоением метеоинформации за 1983 г. Приведенные кривые соответствуют указанным датам в период с марта по сентябрь

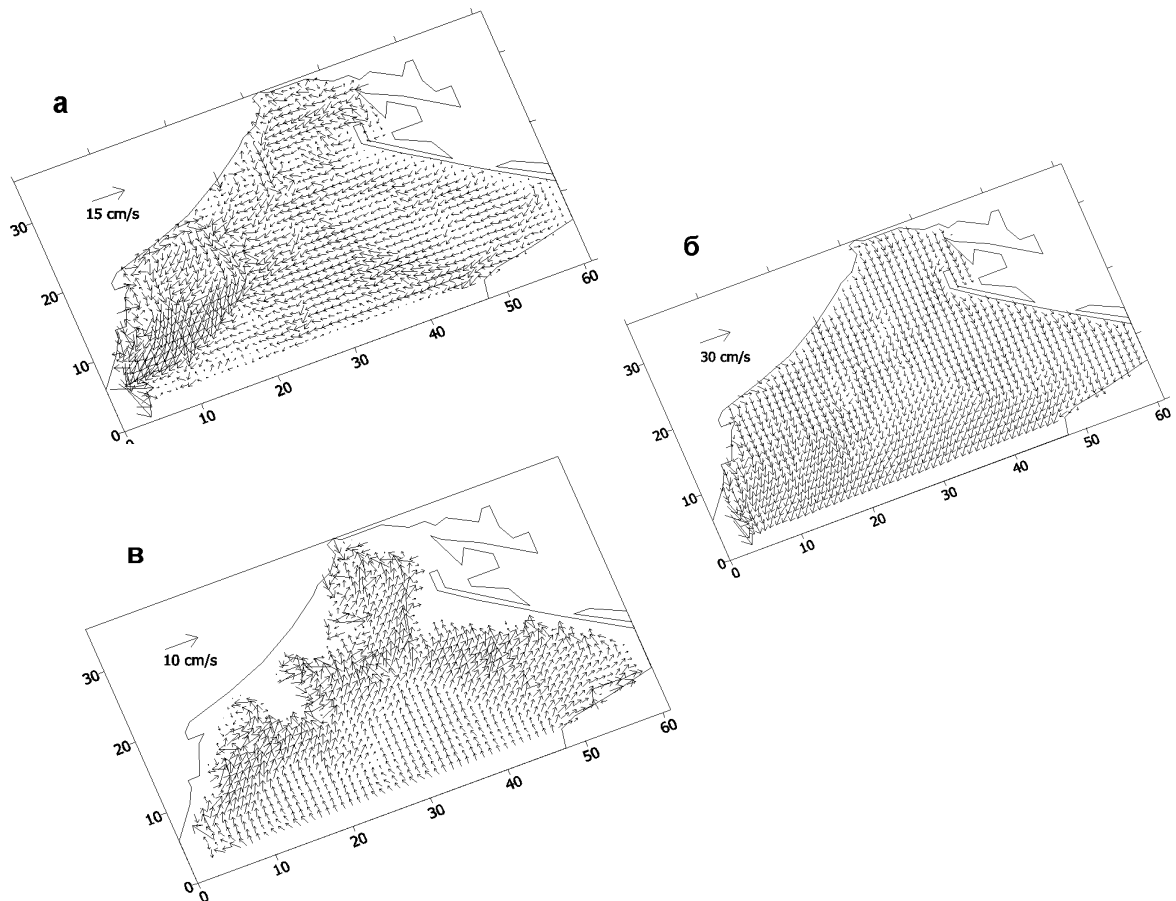


Рис. 8 Рассчитанные по модели поля векторов течений, см/с, 14 мая - в поверхностном слое (а) и 14 августа - в поверхностном слое (б) и на горизонте 20 м (в)

Выводы. Приведенные и описанные в работе результаты численных экспериментов по адаптации гидротермодинамической модели МЕССА к условиям северо-западной части Черного моря хорошо согласуются с данными натурных наблюдений и традиционными представлениями об особенностях сезонной изменчивости гидрологической структуры вод исследуемой акватории, изложенными в многочисленных литературных источниках [4 - 10].

Модель адекватно описывает образование и разрушение сезонного термоклина, динамику ВКС, распространение трансформированных речных вод, развитие в летний период ветрового прибрежного апвеллинга, пространственно-временную изменчивость термохалинной структуры вод в целом.

Исходя из вышесказанного, модель может быть использована в качестве базового гидродинамического блока при построении более сложных моделей формирования качества морских вод, функционирования экосистемы северо-западной части Черного моря.

Список литературы

1. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA.– NESDIS 46.– Washington, D.C., 1989.– 97 p.
2. *Тучковенко Ю.С.* Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія.*– 2002.– № 45. – С. 129 - 139.
3. *Тучковенко Ю.С.* Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
4. *Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М.* Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря.– К.:Наукова Думка, 1966.
5. *Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР:* Справочник. Т.4. Черное море.–Л.:Гидрометеиздат, 1986.– 99 с.
6. *Большаков В.С.* Трансформация речных вод в Черном море.– К.: Наукова Думка, 1970.– 328 с.
7. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А.* и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.:Гидрометеиздат, 1984.– 240 с.
8. *Доценко С.А.* Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь, 2002.– Вып. 1(6).– С. 47- 57.
9. *Тучковенко Ю.С., Доценко С.А., Дятлов С.Е., Нестерова Д.А., Скрипник И.А., Кирсанова Е.В.* Влияние гидрологических условий на изменчивость гидрохимических и гидробиологических характеристик вод Одесского региона северо-западной части Черного моря // *Морской экологический журнал.* – Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2004.–Т. 3, № 4. – С. 75 - 85.
10. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология.*– К.: Наукова Думка, 2006.– 700 с.

Адаптація числової гідротермодинамічної моделі МЕССА до умов північно-західного шельфу Чорного моря. Тучковенко Ю.С., Торгонская О.А.

Приведено результати адаптації тривимірної числової прогностичної термогідродинамічної моделі МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) до умов північно-західної частини Чорного моря для опису сезонної мінливості термохалинної структури і циркуляції вод.

Ключові слова: *термохалинна структура вод, моделювання, північно-західна частина Чорного моря.*

Adaptation of numerical hydrothermodynamic model MECCA to conditions of a northwest shelf of Black Sea. Tuchkovenko Y.S., Torgonskaya O.A.

The results of adaptation three-dimensional numerical time-dependent thermohydrodynamical model MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) to conditions of a northwestern part of Black Sea are presented. The model is used for the description of seasonal variability of thermohaline structure and circulation of waters.

Key words: *thermohaline structure of waters, modelling, a northwestern part of Black Sea.*

В.И.Михайлов, д.г.н., А.Б.Капочкина

Одесский государственный экологический университет

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИНТЕНСИВНОСТИ ПОДЗЕМНОГО ПИТАНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

На фактическом материале рассматриваются процессы подземного питания Мирового океана. Показано, что инъекции подземных вод осуществляются порциями длительностью от нескольких часов до 3,5 суток. Полученные результаты важны как для изучения процессов взаимодействия литосферы и гидросферы, так и для изучения всей системы литосфера – гидросфера – криосфера – атмосфера.

Ключевые слова: *изменчивость подземного питания, деформации, температурный режим, Мировой океан.*

Введение. В последние годы прямыми наблюдениями фиксируются природные феномены, свидетельствующие о том, что подземное питание гидросферы оказывается важной составляющей частью в формировании режимных характеристик Мирового океана и атмосферы [1,2]. Субмаринная разгрузка флюидов по тектоническим нарушениям морского дна формирует на поверхности океана отрицательные аномалии температуры [3]. В результате этих процессов в районах месторождений нефти на поверхности моря наблюдаются нефтяные пленки, а в водной толще – газовые факелы. Отрицательные температурные аномалии морской воды в летний сезон негативно влияют на курортную сферу.

По данным многолетнего мониторинга в Одесском районе в местах отрицательных аномалий температуры морской поверхности у дна фиксируются локальные очаги гипоксии [4].

Активная флюидная деятельность формирует над морской поверхностью повышенные концентрации аэрозоля, что в совокупности с температурными условиями формирует туманы [5]. В тропических зонах Мирового океана поднятие глубинных вод в местах субмаринной разгрузки флюидов является важным звеном процесса образования тропических циклонов [6].

В зимнее время [7,8] поднятие глубинных вод в местах субмаринной разгрузки флюидов в Черном море влияет на возникновение туманов парения, понижает уровень ледовитости, является необходимым условием формирования таких опасных природных явлений, как Новороссийская бора.

Важно отметить, что активизация флюидного режима литосферы одновременно охватывает обширные регионы. Апвеллинги формируются синхронно в разных районах, например в Одессе и Ялте. Кроме этого, активизация флюидного режима литосферы возникает как эпизодически, при прохождении деформационных волн, так и могут быть приурочены к определенным календарным датам. Так в Одессе по данным десятилетних наблюдений с 1989 по 1999г. установлено, что ежегодно 14 декабря и 16 января фиксируется рост температуры морской воды, в некоторые годы на 2°C. В работе [8], приводятся данные о синхронном увеличении температуры воды от 1 до 3°C в Черном и Балтийском морях с 26 января по 4 февраля 2001 г. Естественно, такой масштаб проявления геотермических потоков тепла влияет на климат.

На суше в результате активизации эндогенных процессов наблюдаются газовые аномалии в атмосфере, геотермические эффекты понижают точность прогноза погодных условий [5], а гидрогеодинамические процессы могут вызывать наводнения на реках [9]. Полученные разными авторами результаты важны как для изучения процессов взаимодействия литосферы и гидросферы, так и для изучения всей системы литосфера-гидросфера-криосфера-атмосфера.

Целью данной работы является исследование высокочастотной составляющей изменчивости интенсивности подземного питания гидросферы. Эти исследования выполнены в развитие темы, освещенной в работах [1,2].

Состояние изученности проблемы. Многолетними исследованиями установлено, что подземное питание гидросферы флюидами литосферы осуществляется дискретно во времени и в пространстве [1]. Данное исследование посвящено изучению высокочастотной составляющей режима разгрузки флюидов. Так как земная кора попеременно испытывает условия сжатия и растяжения, то периоды сжатия создают условия блокирования субмаринной разгрузки флюидов, а периоды растяжения – наоборот. Во внутримесячном масштабе максимальную амплитуду имеют деформации с недельным циклом, что создает попеременные условия сжатия и растяжения, каждый из которых длится 3,5 суток. [5]. Таким образом, активное подземное питание гидросферы водами литосферы периодически прерывается на 3,5 суток. Внутри периода растяжения земной коры длительностью 3,5 суток изменчивость активного питания не оценивалась.

Материалы и методы исследования. Для определения длительности временных промежутков, в пределах которых происходят поступления субмаринных флюидов в водную толщу океанов и морей, был проведен реанализ данных экспедиционных исследований флюидного режима литосферы, которые выполнялись в 1989-1998 гг. в рамках программы Министерства геологии РФ «Сейсмогеология РСФСР» (авторы морской части программы Г.Г.Ткаченко, Б.Б.Капочкин). Работы выполнялись на участке Кавказского шельфа Черного моря и на Тихоокеанском шельфе Камчатки.

Для решения поставленной задачи необходимы режимные наблюдения с малой дискретностью. Такие измерения были выполнены в Авачинской бухте, в районе с достоверно установленной субмаринной разгрузки флюидов. Как известно, причиной разгрузки флюидов является геотермическое тепло. В связи с тем, что обмен теплом за счет процессов теплопроводности на два порядка быстрее обмена веществом, то при выборе исследуемого параметра, было отдано предпочтение температуре.

Результаты исследования и их анализ. С 14 до 24 июня 1991 года с НИСП «В.Попов» каждые 2 часа выполнялось зондирование водной толщи комплексом «Гидрозонд». Одновременно, в придонном слое с помощью прибора АЦИТТ выполнялись измерения температуры с дискретностью 15 минут. В перерывах между зондированиями, комплексом «Гидрозонд» на этом же горизонте выполнялись измерения температуры с дискретностью 1 минута. В результате были сформированы временные ряды с синхронными измерениями температуры с дискретностью 1 мин, 15 мин и 2 часа. Ежеминутные наблюдения были эпизодическими. Анализ данных эксперимента показал, что 15 июня в период с 18 до 23 часов местного времени фиксировался рост придонной температуры. Разгрузка флюидов была связана с деформационным процессом, который нашел отражение в микросейсмических проявлениях с энергией $1 \cdot 10^{11}$ Дж 16 июня в 02 часа местного времени на расстоянии 130 км от пункта наблюдений [10]. По данным ежеминутных измерений в придонном слое до и после разгрузки флюидов амплитуда колебаний измерялась сотыми долями градуса. В период разгрузки субмаринных флюидов с 18 до 23 часов абсолютные значения температуры в придонном слое превышали значение $3,7^{\circ}\text{C}$, не опускаясь ниже $3,1^{\circ}\text{C}$.

Полученные данные позволили установить, что субмаринные флюиды могут разгружаться на протяжении 4-5 часов. Анализ вертикальных распределений температуры позволил установить, что условия блокирования субмаринной разгрузки флюидов дольше условий, благоприятных для субмаринной разгрузки флюидов.

Во время следующего эксперимента с 9 по 19 сентября 1991 года с НИС «Плутон» выполнялись зондирования водной толщи комплексом «Нырок». В придонном слое приборами АЦИТТ выполнялись измерения температуры с дискретностью 5 и 15 минут и на расстоянии 5 метров над дном с дискретностью 15 минут. В этот период разгрузка флюидов была связана с геодеформационным процессом, который нашел отражение в микросейсмических проявлениях с энергией $1 \cdot 10^{12}$ Дж 18 сентября в 20 часов местного времени на расстоянии 80 км от места наблюдений [10]. На рис.1 показаны изменения температуры. С 9 по 12 сентября 1991 года температура в придонном слое была стабильна и изменялась в диапазоне 5-6°C без выраженных периодических колебаний. Вечером 17 и 18 сентября температура в придонном слое увеличивалась практически на 2°C, возвращаясь утром 18 и 19 сентября к фоновым значениям порядка 5°C. По данным наблюдений в 30 минутном режиме удалось определить, что аномалия температуры в придонном слое надежно фиксируется на протяжении 10-12 часов.

Для изучения высокочастотной составляющей флюидного режима, по сути – частоты «впрыскивания инъекций» субмаринных флюидов в морскую среду, важно было оценить изменчивость этого процесса для периодов менее получаса. Для этого были выполнены статистические исследования сформированных временных рядов с измерениями температуры с дискретностью 30 и 5 минут. Ряд температур, измеренных с дискретностью 5 минут, был подвергнут процедуре высокочастотной фильтрации. Были удалены изменения температуры с периодами менее 30 минут. Изменчивость температуры полученного расчетного ряда должна сохранить тенденции низкочастотной изменчивости температуры измеренной с дискретностью 30 минут. Отклонения значений температуры, измеренные с дискретностью 30 минут, от рассчитанных значений показаны на рис.1. Отклонения температуры не превышают 10% значений аномального роста, что подтверждает достаточное качество статистического моделирования. Важным элементом сравнения качества расчетов есть соответствие спектральных характеристик расчетного и фактического ряда. На рис. 2, 3 приведены периодограммы рядов температуры, измеренных с дискретностью 5 минут (после процедуры высокочастотной фильтрации) и 30 минут. Периодограммы идентичны. Отфильтрованная высокочастотная составляющая значений температуры, измеренная с дискретностью 5 минут, была использована для расчета периодограммы (рис.4). Ее анализ позволяет характеризовать высокочастотные изменения температуры как бессистемные, т.к. вид периодограммы соответствует «белому шуму».

Выводы. В результате реанализа данных [10] о характере субмаринной разгрузки флюидов в Авачинской бухте перед землетрясением 18.09.1991 г. установлено, что температура морской воды, используемая как индикатор субмаринной разгрузки перед землетрясением, не имеет выраженной высокочастотной периодической составляющей. На фактическом материале показано, что инъекции подземных вод литосферы во внешние сферы может осуществляться порциями длительностью, измеряемой часами, без выраженной высокочастотной периодической составляющей (периоды менее 30 минут).

Список литературы

1. Михайлов В.И., Капочкина А.Б. Циклические процессы гидрохимических условий Мирового океана // IV Международная научн.-практ. конф. «Динамика научных исследований - 2005», Днепропетровск, 2005г. – С.56-60.
2. Михайлов В.И., Капочкина А.Б. Основные принципы формирования гидрохимического режима Мирового океана с учетом подземного водообмена // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – №50. – 2005 (в печати).
3. Перерва В.М., Лялько В.И. Об эндогенной составляющей в температурной дифференциации поверхности Черного моря // Геологический журнал 1996, – №3/4. – С. 123-128.
4. Доценко С.А., Рубан И.Г., Тучковенко Ю.С. Прибрежный ветровой апвеллинг в одесском районе северо-западной части Черного моря и его влияние на гидрохимический режим прибрежных вод // Современное состояние экосистем Черного и Азовского морей 13-16 сентября 2005 г. – Донузлав. – С. 25.
5. Учитель И.Л., Ярошенко В.Н., Гладких И.И., Капочкин Б.Б. Основы неогеодинамики, сети газопроводов как элемент деформационного мониторинга. – Одесса, Астропринт. – 2000. – 144 с.
6. Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В. Спутниковые наблюдения при решении теоретических вопросов тропического циклогенеза. // Первая международная конференция «Земля из космоса – наиболее эффективные решения» 26-28.11.2003, М.: БИНОМ, 2003. – С. 45-46.
7. Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., Лисоводский В.В. Мониторинг и прогноз специфических погодных условий подсеточного масштаба для обеспечения безопасности полетов авиации // Матеріали V Міжнародної науково-технічної конференції 23-25.04.2003. – Київ. – т.2. – С. 25.37-25.41.
8. В.П.Водоласков, Б.Б.Капочкін, Н.В.Кучеренко, В.В.Лісоводський Режим підстильної поверхні як фактор, що формував синоптичні умови в Європі в аномальну зиму 2000-2001 року. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – №44, 2002 – С.43-48.
9. Конкин В.В., Капочкин Б.Б., Кучеренко Н.В., «Некоторые аспекты формирования наводнений с учетом влияния гидрогеодинамических факторов» // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса, 2003. – Вип. 47. – С.276-283.
10. Отчет по теме «Разработать методику краткосрочного прогноза разрушительных землетрясений в Средиземноморской и Тихоокеанской зонах СССР», научн. рук. Капочкин Б.Б., по заказу ВНИИОкеангеологии. – Ленинград, 1993. 156 с.

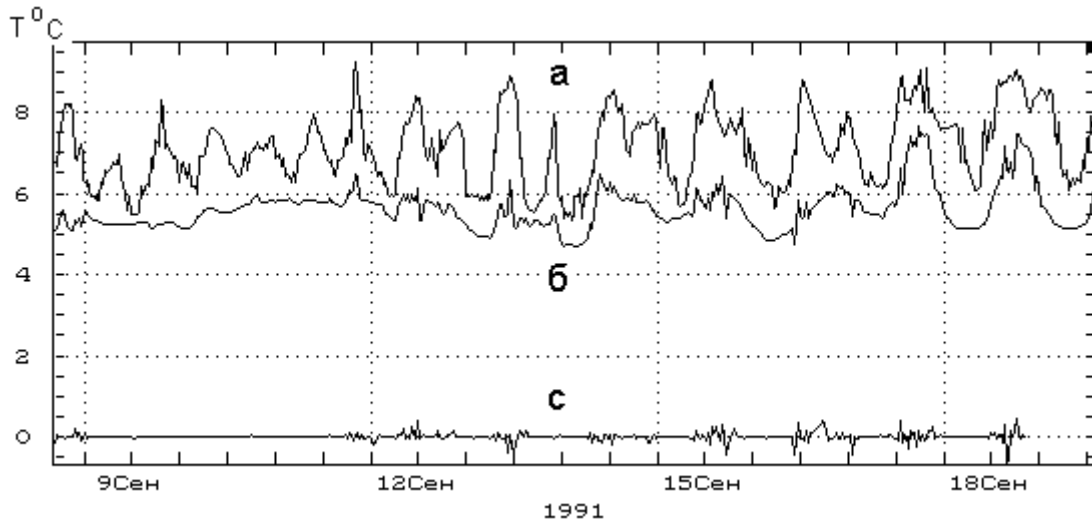


Рис.1 Изменения во времени температуры воды в придонном слое (б), на расстоянии 5 м над дном (а), разницы температур в придонном слое (значения после фильтрации минус измеренные) (с) в Авачинской бухте .

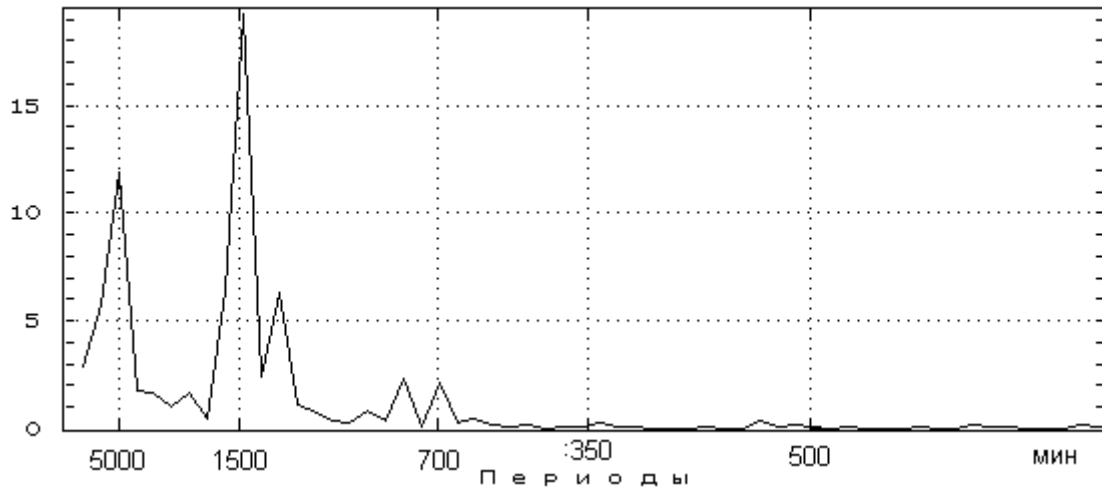


Рис.2 Периодограмма временного ряда температур в придонном слое Авачинской бухты (дискретность 5 мин., после высокочастотной фильтрации)

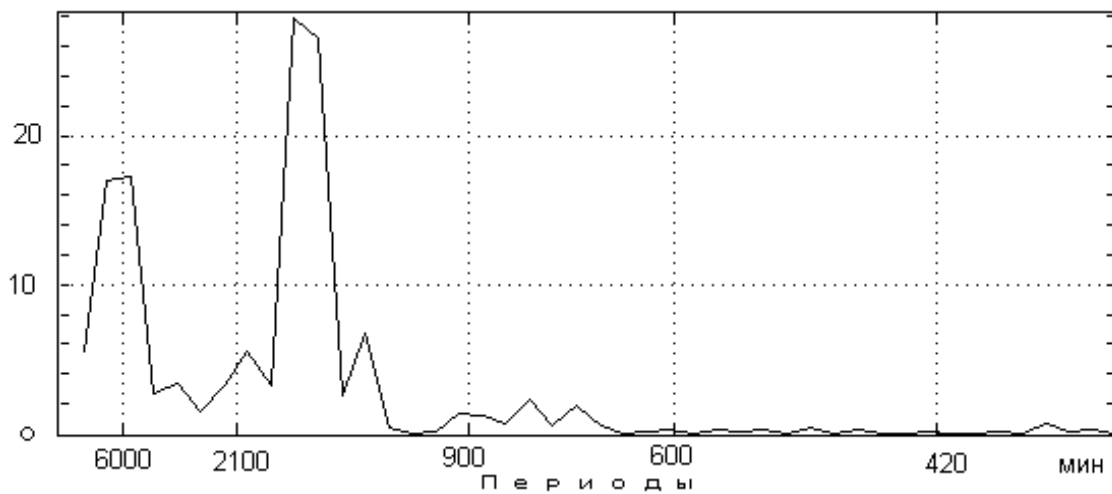


Рис.3 Периодограмма временного ряда температур в придонном слое Авачинской бухты (дискретность 30 мин.)

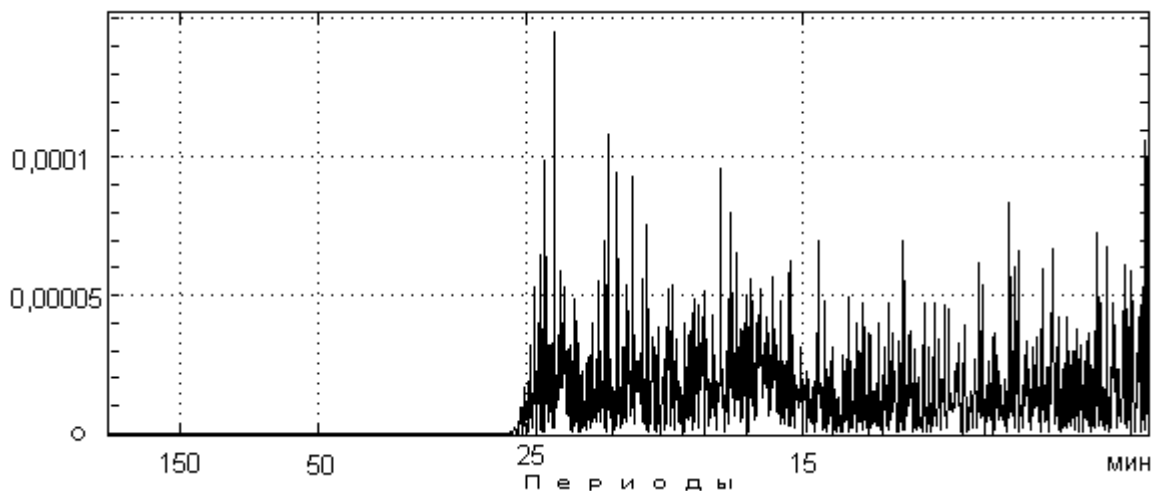


Рис.4 Периодограмма временного ряда температур в придонном слое Авачинской бухты (дискретность 5 мин., высокочастотная составляющая)

Дослідження високочастотної складової мінливості інтенсивності підземного водообміну гідросфери. Михайлов В.І., Капочкіна А.Б.

На фактичному матеріалі розглядаються процеси підземного водообміну Світового Океану. Показано, що інекції підземних вод відбуваються порціями тривалістю від декількох годин до 3,5 діб. Отримані результати важливі як для дослідження процесів взаємодії літосфери та гідросфери, так і для дослідження всієї системи: літосфера – гідросфера – криосфера - атмосфера.

Ключові слова: мінливість підземного водообміну, деформації, температурний режим, Світовий Океан.

Research of high-frequency making variability of intensity of underground feed of hydrosphere. Mihaylov V.I., Kapochkina A.B.

On an actual material processes of a underground feed of World ocean are considered. It is shown, that injections of underground waters are carried out by portions duration from several hours up to 3,5 days. Received results are important as for studying processes of interaction of the lithosphere and hydrosphere, and for studying all system of the lithosphere - hydrosphere - criosphere-atmosphere.

Key words: variability of a underground feed, deformation, a temperature mode, World Ocean.

В.Н. Хохлов, канд. геогр. наук, **Э.Н. Серга**, канд. геогр. наук

А.А. Свинарченко, В.Н. Василишин, Е.Е. Лукьянова

Одесский государственный экологический университет

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЬДА В ПОЛЯРНЫХ МОРЯХ И ЕЕ СВЯЗЬ С АТМОСФЕРНОЙ ТЕЛЕКОННЕКЦИЕЙ

Временная изменчивость площади распространения льда в некоторых морях исследуется при помощи вейвлет-анализа. Показана связь между низкочастотными изменениями индексов Арктического и Антарктического колебаний и площади распространения морского льда. Выявлена телеконнекция, аналогичная Антарктическому Диполю, для морского льда в Гренландском и Беринговом морях.

Ключевые слова: *Морской лед, Вейвлет-анализ, Телеконнекция*

Введение. Согласно сценариям изменения климата на предстоящие 100 лет, за счет увеличенной концентрации парниковых газов будет происходить повышение глобальной температуры, причем наиболее интенсивное потепление будет отмечаться в полярных регионах, что приведет к уменьшению площади распространения морского льда (ПРМЛ), особенно в Северном Ледовитом океане [1]. Численные эксперименты, выполненные Хилмером и Лемке [2] по данным за 1961-1998 гг., показали, что средняя скорость уменьшения объемов морского льда в Арктике составляет около 4% в десятилетие, причем в 1987-1998 гг. это уменьшение было в 3-6 раз больше, чем в предыдущий период.

Некоторые эксперименты [1–3] по оценке отклика с помощью численных моделей динамики морского льда показали, что на ледяной покров в значительной степени воздействует приземная температура воздуха и ветер, тогда как другие факторы играют второстепенную роль. С другой стороны, на оба указанных параметра на временных масштабах от нескольких месяцев до нескольких лет оказывают воздействие структуры атмосферной телеконнекции. Например, изменчивость ПРМЛ в морях Северного Ледовитого океана в значительной степени определяется влиянием Арктического колебания [4], а в антарктических морях – Южного и Антарктического колебаний [5]. Более того, в последнем случае была найдена телеконнекция между чередованием событий Эль Ниньо и Ла Нинья и ПРМЛ, названная Антарктическим Диполем (АД), который характеризуется противофазными колебаниями льда в морях Уэдделла и Росса. Следует заметить, что моделирование выявленных взаимосвязей между атмосферными телеконнекциями и площадью распространения морского льда далеко не всегда оказывается успешным ([6] для случая АД и Южного колебания).

Совместный анализ изменчивости атмосферной циркуляции и ПРМЛ усложняется наличием ярко выраженной сезонности в площади, занимаемой льдом: летом она минимальна, а зимой – максимальна, тогда как для большинства атмосферных телеконнекций такой периодичности не наблюдается. Вторая сложность обусловлена сравнительно коротким временным рядом наблюдений за морским льдом, так как репрезентативные и непрерывные данные о нем появились лишь после начала эры метеорологических спутников Земли. Поэтому если рассматривать только экстремальные проявления атмосферной телеконнекции (как, например, события Эль Ниньо и Ла Нинья в случае Южного колебания), то анализ можно провести лишь по нескольким таким случаям (см., например, [5]).

С нашей точки зрения, эти проблемы можно решить с помощью вейвлет-анализа, который с успехом применялся для аналогичных временных рядов (см., например, [7, 8]). Такой подход позволяет рассматривать отдельно низкочастотные компоненты временных рядов и проводить их совместный анализ. Вместо отдельных экстремальных проявлений атмосферной телеконнекции можно исследовать низкочастотный детализированный компонент. Как в первом, так и во втором случае анализируются, по сути, колебания, имеющие большой период, однако детализированный компонент вейвлет-разложения состоит не из нескольких отдельных точек во времени (конкретные события), а из дискретного ряда, длина которого равняется длине исследуемого ряда. Другими словами, можно проследить взаимосвязь между двумя анализируемыми рядами с большей дискретностью.

Таким образом, целью настоящей работы является определение характерных черт временной изменчивости площади распространения морского льда и выявление их взаимосвязи со структурами атмосферной телеконнекции с помощью вейвлет-анализа.

Данные и методика исследования. В настоящей работе использовались среднемесячные данные о площади распространения льда в морях Уэдделла и Росса, а также Гренландском и Беринговом морях (рис. 1), полученные с сайта National Snow and Ice Data Center [9]. Выбор первых двух морей обусловлен, как уже упоминалось выше, наличием Антарктического Диполя. В следующем разделе будет показано, что аналогичную структуру можно проследить и для последних из указанных морей. Некоторые проявления этой телеконнекции видны на рис. 1а и б. Например, если рассматривать только зимние месяцы, то максимум ПРМЛ в море Уэдделла как правило совпадает с минимумом в море Росса, однако такой режим нельзя назвать регулярным. Аналогичная картина прослеживается и для морей Северного полушария. Среднемесячные индексы Антарктического (ААК) и Арктического (АК) колебаний (см. рис. 1в и 1г) были получены с сайта Climate Prediction Center [9]; там же описана процедура расчета этих индексов. Отметим, что в отличие от Южного колебания, для индексов АК и ААК нельзя визуально выделить какое-либо низкочастотное чередование фаз, хотя и существуют периоды продолжительного доминирования одной из фаз. Например, в период 1986-1995 гг. превалировала положительная фаза АК, а значительная отрицательная фаза отмечалась лишь однажды – в 1993 г.

Арктическое и Антарктическое колебания прослеживаются как отрицательные аномалии геопотенциальных высот вблизи полюсов и положительные в умеренных широтах (используется первая естественная ортогональная функция на AT_{1000} для АК и AT_{700} для ААК). При положительных фазах АК и ААК наблюдается именно такая картина, тогда как отрицательные фазы характеризуются обратными знаками аномалий. Отметим также, что существует значимая связь между изменениями индексов Южного колебания и индексами как Арктического (см., например, [7, 8]), так и Антарктического [10] колебаний. Поэтому, выбор для идентификации Антарктического диполя индексов ААК вместо чередования событий Эль Ниньо и Ла Нинья, как это делается Юанем [5], кажется вполне естественным. Интересным также является тот факт, что Гренландское и Берингово моря находятся под влиянием аномалий давления разного знака. Например, при положительной фазе АК над Гренландским морем располагается отрицательная аномалия, а над Беринговым – положительная. В случае антарктических морей, при положительной фазе ААК почти над морем Росса расположен максимум отрицательной аномалии, а над морем Уэдделла величина аномалии в 2-3 раза меньше [9].

Для того чтобы извлечь из временных рядов низкочастотные компоненты, применим к ним непрерывное вейвлет-преобразование (НВП), в котором вейвлет используется как полосовой фильтр. Опишем здесь только основные детали НВП, а

более подробная информация может быть найдена у Гринстеда и др. [7]. Вейвлет может быть охарактеризован по тому, как он локализован во времени (Δt) и по частоте ($\Delta \omega$). В настоящей работе в качестве материнского используется вейвлет Морле, задаваемый выражением

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}, \quad (1)$$

где ω_0 – безразмерная частота и η – безразмерное время. Этот вейвлет с $\omega_0 = 6$ был выбран потому, что он обеспечивает достаточную согласованность между локализациями во времени и по частоте.

Чтобы получить НВП, материнский вейвлет растягивается во времени варьированием его масштаба (s), так что $\eta = s \cdot t$, и нормализацией его для получения единичной энергии. Непрерывное вейвлет-преобразование временного ряда (x_n , $n = 1, \dots, N$) с шагом по времени δt определяется как свертка x_n масштабированным и нормализованным вейвлетом

$$W_n^X(s) = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{1/2} \sum_{n'=1}^N x_{n'} \psi_0\left[(n' - n) \frac{\delta t}{s}\right]. \quad (2)$$

Отметим также, что комплексный аргумент $W_n^X(s)$ может интерпретироваться как локальная фаза.

Перекрестное вейвлет-преобразование (ПВП) двух временных рядов x_n и y_n можно определить, как

$$W^{XY} = W^X W^{Y*}, \quad (3)$$

где $*$ обозначает комплексное сопряжение. Тогда, комплексный аргумент $\arg(W^{XY})$ может интерпретироваться как локальная разница фаз (ЛРФ) между x_n и y_n в частотно-временном пространстве.

Таким образом, методика сводится к непрерывному вейвлет-преобразованию двух временных рядов, на основе которого определяется ПВП и ЛРФ. Локальная разница фаз может служить мерой фазовой согласованности двух рядов [7].

Результаты исследования и их анализ. Для удобства дальнейшего изложения примем следующие сокращения. Временные ряды площади распространения льда обозначим WSI (море Уэдделла), RSI (море Росса), BSI (Берингово море) и GSI (Гренландское море), а индексы ААК и АК – SI и NI, соответственно. Рассмотрим сначала упомянутый выше случай Антарктического Диполя, для которого ЛРФ представлены на рис. 2.

Хотя наиболее яркой чертой временной изменчивости морского льда является сезонность (на рис. 2 вверху в диапазоне периодов от 8 до 16 месяцев отмечается совпадение фазы для изменений RSI и WSI), в низкочастотной части спектра (несколько больше 5 лет) для морей Росса и Уэдделла отмечается противофазное изменение площади распространения морского льда. Если принять во внимание, что средний период Южного колебания также составляет около 5 лет, то этот противофазный режим можно рассматривать как проявление Антарктического Диполя. С другой стороны, с этой периодичностью также прослеживается связь между индексами ААК и площадью распространения морского льда в указанных морях: изменения SI и RSI преимущественно в фазе, а SI и WSI – в противофазе (см. нижние диаграммы на рис. 2).

Таким образом, можно считать, что ААК ответственна за изменения ПРМЛ для морей Росса и Уэдделла. Физические механизмы, объясняющие эту взаимосвязь, описаны в работах [6, 11].

Телеконнекция, в некоторой степени аналогичная Антарктическому Диполю, прослеживается и в Северном полушарии (рис. 3 вверху). Действительно, колебания с

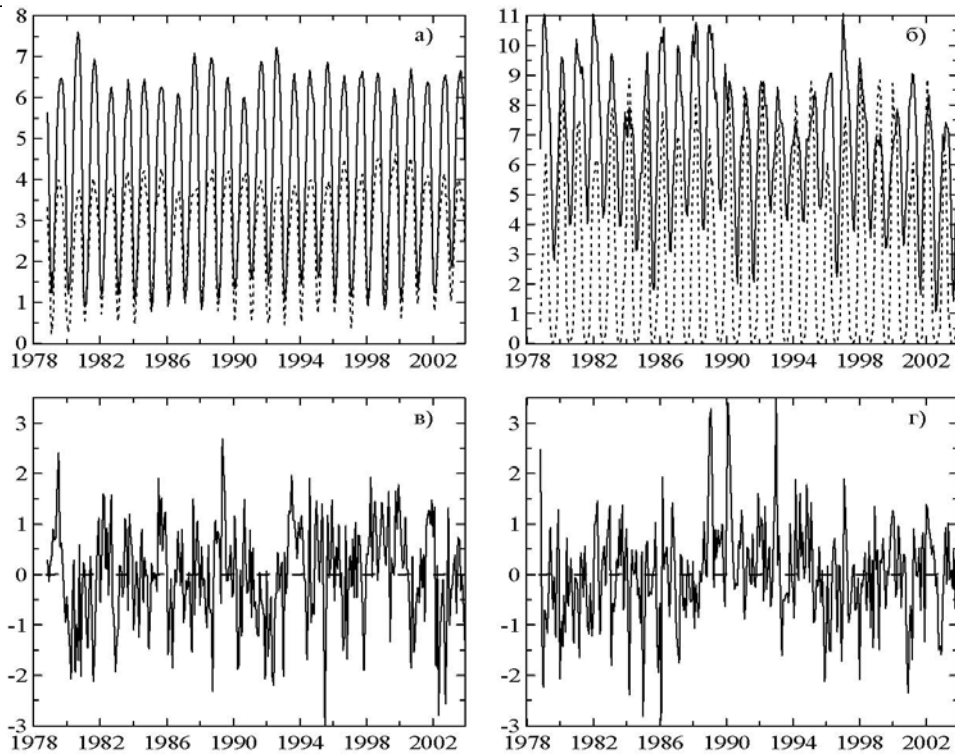


Рис. 1. Среднемесячная площадь распространения

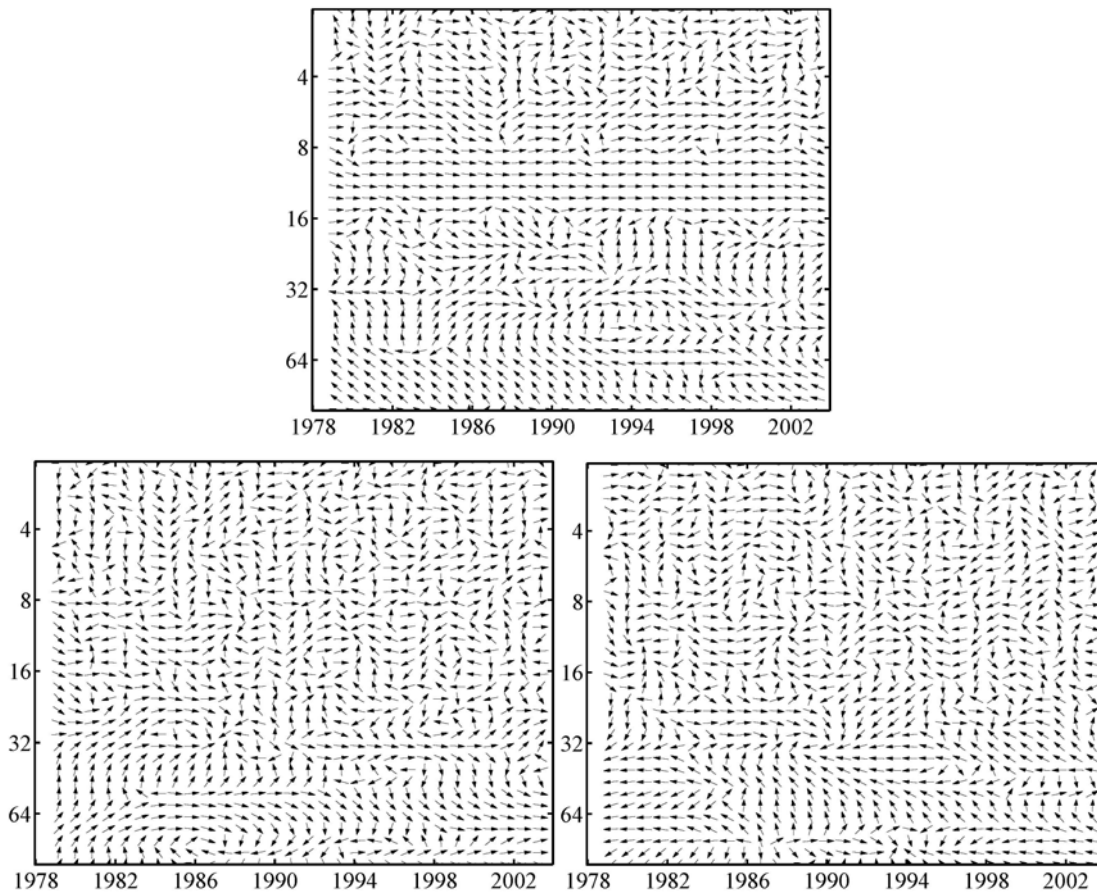


Рис. 2. Локальная разница фаз (стрелки) в частотно-временном диапазоне для RSI и WSI (вверху), SI и RSI (слева), SI и WSI (справа). Направление стрелок вправо соответствует синфазному изменению, влево – противофазному, вверх – первый ряд опережает второй. Ось X – годы, ось Y – период (месяцы).

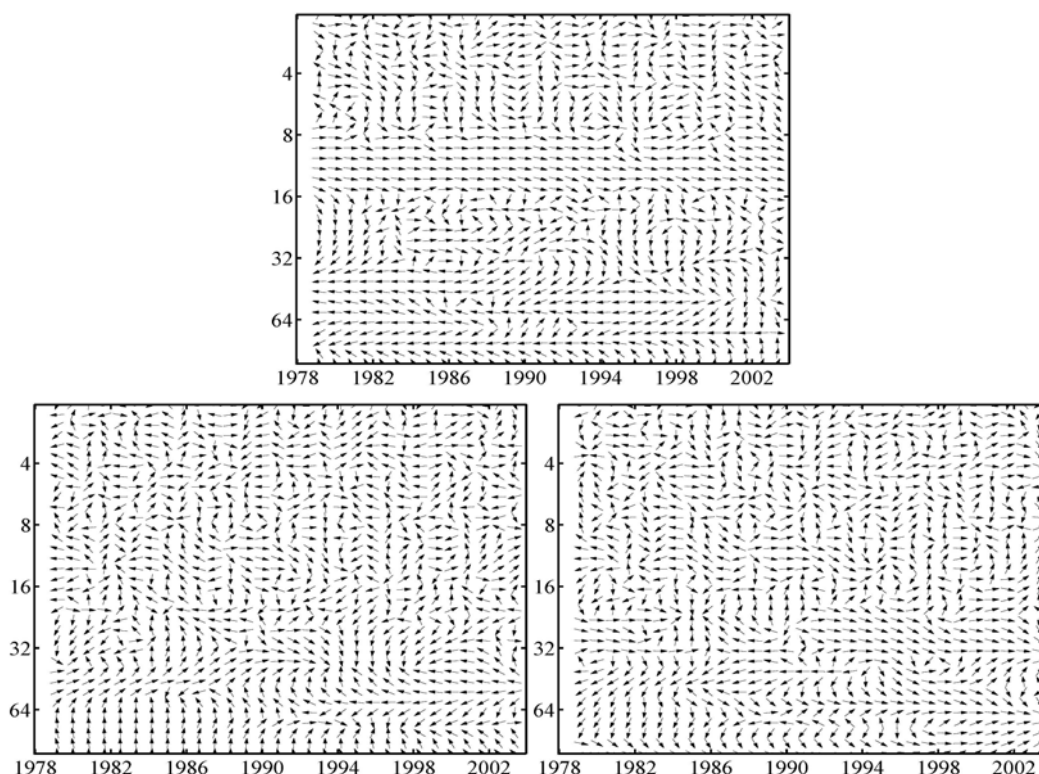


Рис. 3. Локальная разница фаз (стрелки) в частотно-временном диапазоне для BSI и GSI (вверху), NI и GSI (слева), NI и BSI (справа). Обозначения как на рис. 2.

периодом около 5 лет для площади распространения льда в Гренландском и Беринговом морях также в противофазе. Такой режим прослеживается даже явственнее, чем в Южном полушарии (ср., рис. 2 и 3 вверху). При этом изменения с периодичностью 5 лет для NI и GSI находятся приблизительно в фазе, а для NI и BSI – в противофазе (рис. 3 внизу). Как и в случае морей Южного полушария, эта взаимосвязь может быть объяснена физически (см., например, [2-4]).

Остановимся несколько подробнее на выявленной периодичности в пять лет. Выглядит заманчивым применить известные взаимосвязи между Южным колебанием и кольцевыми режимами (AK и AAK) и объяснить изменения в площади распространения морского льда именно Южным колебанием. Однако результаты численных экспериментов на упрощенных моделях [12], когда аномалии температуры в тропической части Тихого океана не принимались во внимание, показывают, что достаточным условием возникновения диполя является наличие Арктического (Антарктического) колебания и связанных с ним характерных режимов циркуляции атмосферы и океана.

Выводы. Таким образом, выявленные в настоящей статье закономерности эволюции ледяного покрова и атмосферной циркуляции имеют под собой физическое обоснование. Полученные результаты в очередной раз показали эффективность использования вейвлет-анализа для временных рядов гидрометеорологических параметров. В нашем случае, использованный метод позволил выявить диполь в виде телеконнекции между низкочастотными (с периодом в 5 лет) колебаниями Арктического колебания и площадью распространения морского льда в Гренландском и Беринговом море.

Список литературы

1. *Изменение климата*, 2001 г. Обобщенный доклад / Под ред. Р.Т. Уотсона и основной группы авторов. – Женева: ВМО, 2003. – С. I-66–I-75.
2. Hilmer M., Lemke P. On the decrease of Arctic sea ice volume // *Geophys. Res. Lett.* 2000. – Vol. 27. – P. 3751-3754.
3. Bentsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twenty-century warming in the Arctic – a possible mechanism // *J. Climate.* 2004. – Vol. 17. – P. 4045-4057.
4. Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L. On the response of sea ice to the Arctic Oscillation // *J. Climate.* 2002. – Vol. 15. – P. 2546-2663.
5. Yuan X. Extra-polar climate impacts on Antarctic sea ice: Phenomenon and mechanisms // *Antarctic Sci.* 2004. – Vol. 16. – P. 415-425.
6. Holland M., Bitz C., Hunke E. Mechanisms forcing an Antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions // *J. Climate.* 2005. – Vol. 18. – P. 2052-2066.
7. Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2004. – Vol. 11. – P. 561-566.
8. Khokhlov V.N., Glushkov A.V., Tsenenko I.A. Atmospheric teleconnection patterns and eddy kinetic energy content: wavelet analysis // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2004. – Vol. 11. – P. 195-301.
9. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/loading.html, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.loading.html, http://nsidc.org/data/smmr_ssmi_ancillary/area_extent.html.
10. Carvalho L.M.V., Jones C., Ambrizzi T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer // *J. Climate.* 2005. – Vol. 18. – P. 702-718.
11. Hall A., Visbeck M. Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the annular mode // *J. Climate.* 2002. – Vol. 15. – P. 3043-3057.
12. Lefebvre W., Goosse H. Influence of the Southern Annular mode on the sea ice-ocean system: the role of the thermal and mechanical forcing // *Ocean Sci.* 2005. – Vol. 1. – P. 145-157.

Часова мінливість площі розповсюдження льоду у полярних морях та її зв'язок з атмосферною телеконнекцією.

Хохлов В.М., Серга Е.М., Василишин В.М., Свиначенко А.А., Лук'янова К.Є.

Часова мінливість площі розповсюдження льоду у деяких морях досліджується за допомогою вейвлет-аналізу. Показаний зв'язок між низькочастотними змінами індексів Арктичного та Антарктичного коливальних та площі розповсюдження морського льоду. Виявлена телеконнекція, що аналогічна Антарктичному Диполю, для морського льоду у Гренландському та Беринговому морях.

Ключові слова: Морський лід, Вейвлет-аналіз, Телеконнекція

Time variability of ice extent in polar seas and its relation to atmospheric teleconnection
Khokhlov V.N., Serga E.N., Vasilishin V.N., Svinarenko A.A., Lukianova E.E.

A time variability of ice extent for some seas is investigated using wavelet analysis. A relationship between the low-frequency changes of both the Arctic Oscillation and Antarctic Oscillation indices and sea ice extents is shown. The teleconnection analogous to the Antarctic Dipole for the ice extent in the Greenland and Bering seas is revealed.

Key words: Sea ice, Wavelet analysis, Teleconnection

УДК 556.5

В.Я. Илюшин доцент, Н.О. Олифиренко аспирант.

Одесский Государственный Экологический Университет.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ И ДЕНИВЕЛЯЦИИ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В КЕРЧЕНСКОМ ПРОЛИВЕ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОХОДИМОСТЬ СУДОВ ПО МОРСКОМУ КАНАЛУ

В статье рассматриваются причины и количественные характеристики изменчивости уровня в Керченском проливе. Показано, что уровень моря в течение последних 60 лет повышается со скоростью 0,33 см/год. Анализируются внутрисуточные денивеляции: продольные и поперечные; крупномасштабные внутрисуточные денивеляции, длительностью $6.5 \pm 4,1$ часа, и мелкомасштабные двухчасовые и их влияние на проходные глубины в Керчь-Еникальском канале.

***Ключевые слова:** проходные глубины, пресная составляющая, глобальное потепление, многолетний ход уровней, продольные и поперечные денивеляции, амплитуды денивеляций, длительность внутрисуточных денивеляций.*

Введение. Керченский пролив соединяет Азовское море с Чёрным; по нему проложен Керчь-Еникальский канал (КЕК), проектная глубина канала 9,35 м; канал имеет большое стратегическое значение для страны. Перевозки грузов морем постоянно растут, в связи с этим, требования к безопасным проходным глубинам на каналах повышаются.

Черное и Азовское моря соединены с Мировым океаном проливами, поэтому наполнение этих морей отображает глобальные тенденции увеличения пресной составляющей водного баланса всего земного шара, в связи с потеплением. Глобальное потепление на земном шаре – факт в науке о климатических изменениях на Земном шаре в настоящее время, вроде бы, хорошо установленный. Процесс этот происходит медленно – не одну сотню лет, в районе Керченского пролива в настоящее время хорошо заметен по данным многолетних наблюдений за уровнем воды на водпостах.

Материалы и методы исследования. В районе Керченского пролива, уровенные данные анализировались по водпостам: в предпроливном районе Азовского моря - Мысовое и Кубанская устьевая (г. Темрюк); в предпроливном районе со стороны Черного моря – Феодосия и Анапа; в Керченском проливе по водпостам Опасное, Керчь и Тамань. В Черном море использовались водпосты: Севастополь, Новороссийск.

При анализе изменчивости уровня и денивеляций, влияющих на проходимость судов по КЕК, использовались данные мореографов на водпостах в районе Керченского пролива за различные периоды 2003 года. Также были рассмотрены закономерности изменения среднегодовых уровней за период 1945-1985 годов.

Результаты исследования и их анализ. Ход среднегодовых уровней на различных водпостах показан на рис.1; тенденция повышения уровня на графиках хорошо прослеживается: в 2005 г. среднегодовой уровень 493 см, а в 1945 году был равен 473 см над единым нулем Черного и Азовского морей (-5.00 м Балтийской системы). Интенсивность подъёма уровня моря в районе составляет 0,33 см/год.

Отклонения уровня на величину ± 15 см, от линейного тренда за многолетний период в сторону повышения или понижения, обусловлены региональными климатическими изменениями или же движением земной коры, как утверждают авторы работы [1].

Наибольшие изменения уровня в течение года отмечаются в северной части пролива в январе-феврале, а в южной — в феврале-марте и обусловлены они значительной штормовой деятельностью ветра. Наименьшие колебания уровня в Керченском проливе в августе - сентябре. В течение суток наибольшие изменения уровня

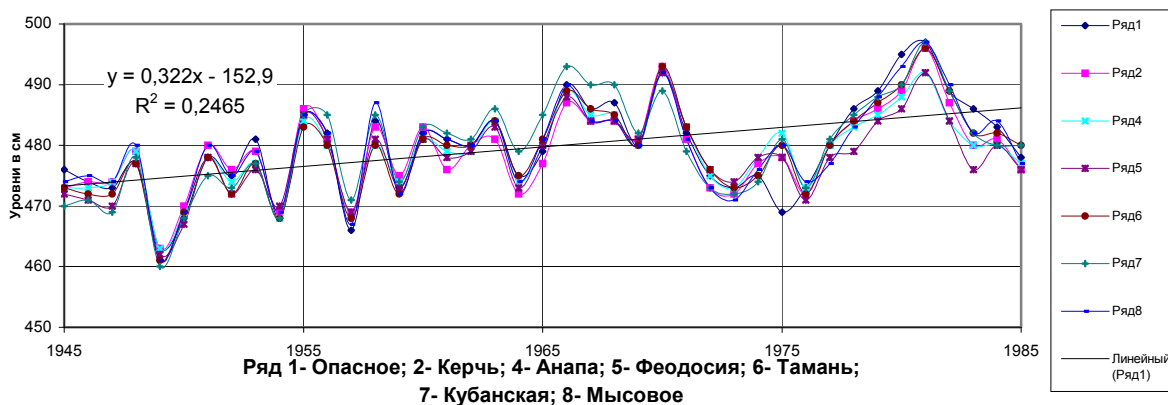


Рис.1. Совмещённые графики временного хода среднегодовых уровней и его линейный тренд на водпостах Чёрного и Азовского морей

наблюдаются на севере Керченского пролива. Разность уровня между абсолютным максимумом и минимумом за сорокалетний период в предпроливном районе Азовского моря (Мысовое) составляет 2,7 м, в то время как в предпроливной части Черного моря (Феодосия) она равна 1,1 м, т. е. наиболее значительные колебания уровня и денивеляции уровенной поверхности происходят у входа в пролив со стороны Азовского моря.

Денивеляции водной поверхности в районе Керченского пролива более подробно рассмотрены по данным уровневых наблюдений в 1969 и в 2003 годах. В 1969 году за многолетний период в октябре наблюдался наиболее выдающийся шторм, 2003 год – год детальных гидрографических изысканий ЧерноморНИИпроектом в Керченской бухте и Керченском проливе, в связи с оценкой заносимости отдельных участков морского канала.

Вычисленные среднегодовые уровни на разных водпостах за 1969 год, с исключительно сильным штормом на Азовском море показали, что отчетной является практически горизонтальная поверхность, высота нулей водпостов региона отличается в пределах одного сантиметра – точности отсчета уровня по футштоку.

При оценке денивеляций уровенной поверхности моря необходимо уровни на разных водпостах отсчитывать от единой горизонтальной поверхности, это потребовало проведения водной нивелировки нулей водпостов. Для водной нивелировки реперными определены водпосты вековых морских станций Севастополь и Мысовое.

Основной гипотезой при водной нивелировке принято утверждение, что, при неизменности климатических условий и отсутствии движений земной коры, графики связей многолетних уровней на разных водпостах должны проходить под углом 45° к координатным осям. Разброс точек связи около этих прямых вызывается или подвижками земной коры или разной направленностью климатических изменений в районах анализируемых уровневых наблюдений.

Различная пресная составляющая водного баланса в разных районах проявляется на графиках в виде постоянного смещения прямой связи, относительно прямой выходящей из начала координат под углом 45°.

Анализ данных уровня моря в Севастополе и в предпроливном районе Черного моря показал, что уровень в Феодосии практически во все сезоны года мало отличается от среднего уровня Черного моря (постоянно превышает уровень в Севастополе на 3 см). Что касается уровня в предпроливном районе Азовского моря, Мысовом, то последний практически постоянно выше среднего уровня Черного моря на 5-8 см. Считается [2;3], что повышенные значения уровня в районе Мысового — прямое следствие наклона уровенной поверхности Азовского моря с юго-запада на северо-восток, вызванное преобладанием нагонных ветров над сгонными. Выполненные расчёты показывают, что различные высоты уровенных поверхностей в Чёрном и Азовском морях – следствие различий в их пресных составляющих водного баланса (рис.2). Положительная пресная составляющая вызывает повышение уровня моря: увеличение объёма пресной воды в водоёме прослеживается по повышению уровня и уменьшению солёности этих вод. Уменьшение солёности вызывает уменьшение плотности, но увеличение удельного объёма и, следовательно, тоже приводит к повышению уровня. Отмеченное хорошо прослеживается по графику на рис. 2.

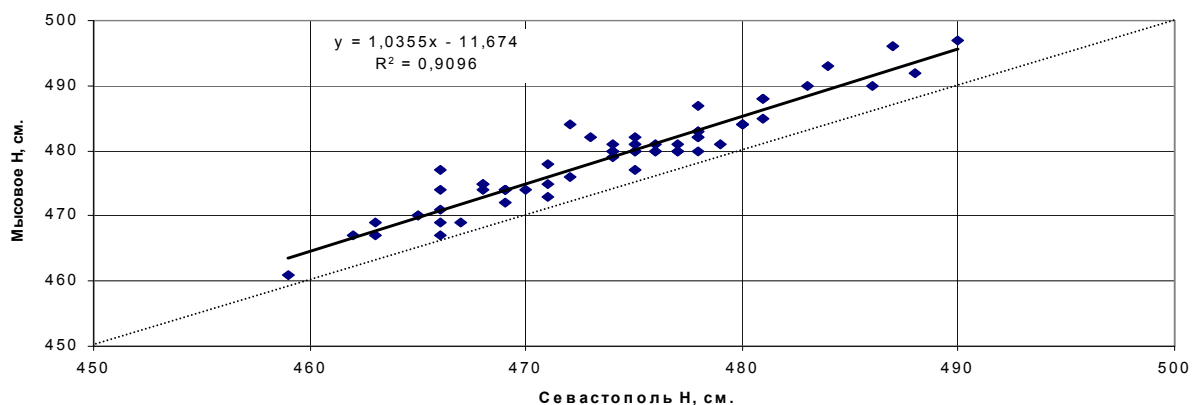


Рис. 2. График связи среднегодовых уровней на водпостах Чёрного (Севастополь) и Азовского (Мысовое) морей.

Денивелиации (от франц. *déniveler* — делать неровным) водной поверхности в проливе, возникают в результате сгонно-нагонных явлений или сейшевых колебаний, а также различий в пресных составляющих водных балансов в Чёрном и в Азовском морях. Это явление может привести к снижению проходных глубин в канале на его отдельных участках и в итоге к снижению рентабельности канала.

Наклоны водной поверхности, по сравнению с горизонтальной плоскостью, зависят от воздействия на нее силы и неравномерности ветра, длины разгона ветра над водной поверхностью, морфологии морского дна (в основном глубин моря), очертаний берегов (морфометрии водоема) и т.д. Общую картину денивелиаций водной поверхности можно получить путем математического моделирования, на основе уравнений гидродинамики в реальных граничных условиях, моделируя воздействие на водную поверхность неизменной скорости ветра заданного направления и бесконечной продолжительности. Такое моделирование при действии ветра со скоростью 10 м/с северо-восточного, восточного, западного и южного направлений было проведено [4]; денивелиации водной поверхности были получены как промежуточный результат.

Анализ пространственных картин наклонов водной поверхности в Керченском проливе, полученных путём математического моделирования, приводит к следующим выводам:

- перенос масс воды осуществляется из Азовского и Черного моря под действием составляющей силы тяжести, параллельной уклону водной поверхности (продольным денивеляциям). Продольные денивеляции водной поверхности в Керченском проливе следует изучать в его северной узкости, по наблюдениям изменчивости уровня на водпостах Опасное и Керчь;
- поперечные денивеляции изучать следует по данным наблюдений уровня на водпостах Керчь и Тамань;
- основное внимание, в дальнейшем, нужно уделить изучению изменчивости во времени уклонов водной поверхности по фактическим данным;
- в северной узкости Керченского пролива выявлена следующая зависимость между направлением ветра и уклонами водной поверхности в проливе, табл.1:

Таблица 1. Характеристика продольных денивеляций в северной узкости Керченского пролива в зависимости от румба ветра, повторяемости ветра заданного румба

Румб	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Продольная Денивеляция	+	+	+	0	-	-	-	+
Повторяемость ветра, %	15.34	23.93	7.84	2.85	11.68	10.88	10.07	10.85

Наклон водной поверхности в сторону Чёрного моря принят положительным (+), а в сторону Азовского отрицательный (-).

В соответствии с этими среднемноголетними данными, поступление азовских вод в пролив должно быть в течение 58% годового периода, а черноморских вод в 33% от годового времени.

Изменчивость денивеляций во времени изучалась частотным методом на основе ежечасных данных о уровнях воды на водпостах Опасное и Керчь в 2003 году. Анализировались только штормовые повышения уровня в 2003 году, таких выявлено 140 дней. Штормовыми считались те дни, в течение которых за суточный период наблюдалось хотя бы разовое повышение уровня до высоты 500 см над нулем графика и понижение до 460 см. Это высоты уровней 10% и 90% обеспеченности. Статистический объем материала вполне достаточный для получения надежных выводов.

В течение 2003 года наблюдалось 263 случая с положительной продольной денивеляцией и 247 случаев с отрицательной денивеляцией, это составляет соответственно 51.1% и 47.6% анализируемого времени года. Средняя длительность положительных крупномасштабных внутрисуточных денивеляций (КВД) 6,61 часа, отрицательных – 6,28. Среднее квадратическое отклонение в обоих случаях составляет $\pm 4,15$ часа. На их фоне формируются мелкомасштабные внутрисуточные денивеляции (МВД): положительные денивеляции средней длительностью - 2.01 часа, отрицательные - 1.90 часа.

Процесс развития КВД и МВД медленнее на 5-6% их затухания.

Мелкомасштабные внутрисуточные денивеляции выделялись из графиков суточного хода уровня с применением высокочастотного фильтра (использовался полином шестой степени).

Крупномасштабные внутрисуточные денивеляции имеют антимодальный частотный график (рис.3 а), формируются, по-видимому, бризовыми ветрами. Наибольшие повторяемости КВД наблюдаются между 20 и 04 часами суток.

Мелкомасштабные внутрисуточные денивеляции формируются, вероятно, сейшевыми явлениями и изменчивостью во времени приземного ветра, его направления

и силы. Раздельный частотный анализ положительных и отрицательных МВД и КВД показан на рис. 3 б.

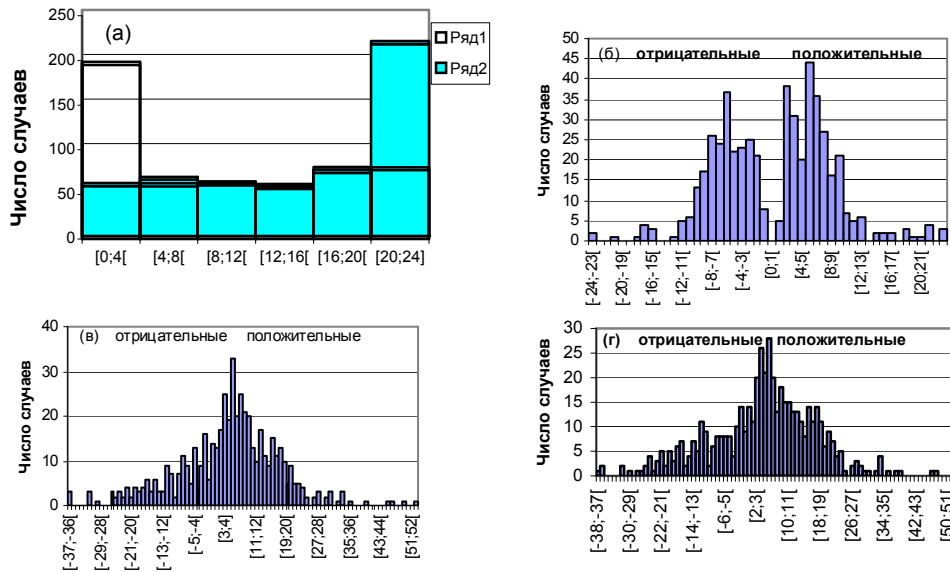


Рис. 3. Частотные характеристики продольных крупномасштабных внутрисуточных денивелиций уровня поверхности в Керченском проливе между водпостами Керчь и Опасное в штормовые периоды 2003 года.

- а) - Гистограмма часов суток начала (ряд 1) и окончания (ряд 2) крупномасштабных внутрисуточных денивелиций.
- б) - Гистограмма числа случаев положительных и отрицательных изменений длительности фаз крупномасштабных внутрисуточных денивелиций.
- в) - Гистограмма разности уровней между водпостами, в начале фазы денивелиции.
- г) - Гистограмма разности уровней между водпостами в конце фазы денивелиции.

Размеры продольных крупномасштабных внутрисуточных денивелиций, в пределах среднеквадратического отклонения, равны:

- положительных 10.87 ± 8.33 см;
- отрицательных 11.44 ± 8.47 см.

Амплитуды мелкомасштабных внутрисуточных денивелиций в 68% всех случаев составляют величины:

- положительные 3.28 ± 2.05 см,
- отрицательные 3.33 ± 2.01 см.

На фоне одной крупномасштабной внутрисуточной денивелиции формируются три-четыре мелкомасштабные внутрисуточные денивелиции.

Поперечные перекосы уровня поверхности пролива по данным двухсрочных наблюдений на водпостах Тамань и Керчь за 06 и 18 часов, а также продольные за эти же сроки, показаны на рис. 4. Положительному перекосу соответствует превышение уровня в Керчи над уровнем в Тамани.

В дни штормовой активности 2003 года преобладали положительные поперечные перекосы. Так же как и в случаях продольных денивелиций, поперечные перекосы по данным двухсрочных уровневых наблюдений существенно определяемых путём математического моделирования: денивелиции по уровневым наблюдениям часто достигают ± 20 см, вычисленные путём математического моделирования ± 6 см.

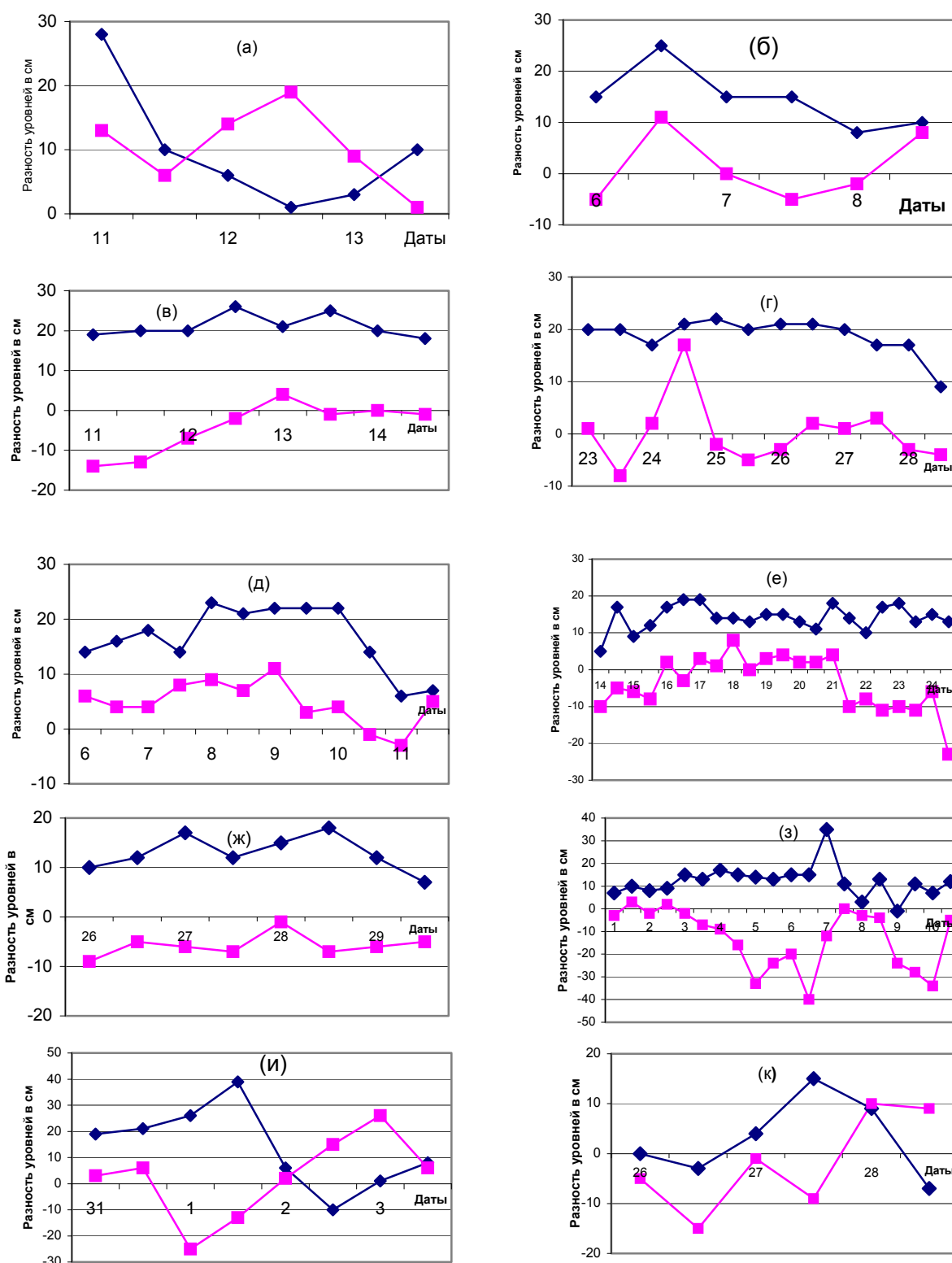


Рис.4. Продольные и поперечные денивелляции уровенной поверхности в Керченском проливе между водпостами Керчь и Опасное, а также Керчь и Тамань в штормовые периоды 2003 года.

■ - водпосты Опасное и Керчь; ◆ - водпосты Тамань и Керчь;

Штормовой период: а) -11-13.01.03; б)- 06 - 08 01.03; в)- 11-14.08.03; г)- 23-28 09.03; д)- 6 -11 09.03; е)- 14-24 09.03; ж)- 26 - 29 09.03; з)- 01-10 10.03; и)- 31.01 -03.02.03; к).- 26 - 28 10.03.

При отрицательных продольных денивеляциях формируются положительные поперечные денивеляции, что соответствует влиянию силы Кориолиса. Это является неординарным фактом, поскольку известно, что сила Кориолиса в условиях мелкого моря может быть на порядок меньше силы трения о морское дно. Объясняется это, вероятно, значительными скоростями течений возникающими вследствие поперечных денивеляций.

Денивелиации уровенной поверхности лимитируют возможность прохождения судов по морскому каналу, а также определяют заносимость этих каналов взвешенными наносами, особенно мелкодисперсной их составляющей.

Мелкомасштабные денивеляции увеличивают длительность нахождения твердой частицы над прорезью канала. Движение частицы в горизонтальном направлении под воздействием МВД имеет короткопериодный возвратно-поступательный характер. Если время опускания частицы на дно не превышает времени пересечения частицей расстояния от одной бровки канала до другой (ширины канала), с ее переносной скоростью соответствующей составляющей силе тяжести параллельной уклону КВД и возвратно-поступательной скоростью, то частица окажется на дне, составит процесс аккумуляции наносов на морское дно и приведёт к уменьшению проходных глубин КЕК.

- Выводы.** 1. Проходные глубины в КЕК в большей степени лимитируются в основном изменчивостью уровней в северной узкости Керченского пролива; в течение 10% годового периода глубины в КЕК уменьшаются на 0,2 м КВД и на 0,1 м МВД.
2. Продольный уклон водной поверхности от Азовского моря к Черному в Керченском проливе, вследствие годовых различий водно-балансовых составляющих Черного и Азовского морей, равен 0,00000122.
3. Продольные Крупномасштабные положительные внутрисуточные денивеляции в проливе, средней длительности 6.61 часа, имеют уклон водной поверхности 0,00000906; отрицательные, средней длительностью 6,28 часа, - 0,00000953. Продольные двухчасовые МВД, характеризуются переменным уклоном, их средняя величина $\pm 0,00000550$.
4. Заносимость КЕК определяется преимущественно имеющимися в проливе поперечными денивеляциями водной поверхности, поскольку вызывают компенсационные течения неблагоприятные по отношению к трассе КЕК.

Список литературы

1. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Синна М.И. Оценка характера колебаний суши на побережье Одесского региона // Экологические проблемы Чёрного моря. – Одесса: ОЦНТНТ, 2004, с 6-12.
2. Альтман Э.Н. Об изменчивости уровня моря уклона водной поверхности в Керченском проливе 4 Сб. работ БГМО. ЧЯН. – 1966 – Вып. 4.- с.49-74.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Чёрное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СП. Б.: Гидрометеоиздат, 1991. – с. 291- 324.
4. Гучковенко Ю. С., Илюшин В. Я., Коморин В. Н., Моделирование транспорта наносов в Керченском проливе /Метеорологія, Кліматологія та гідрологія/ 2005.- ВИП.49.С. 446-459.

Особливості змінення рівня та денівеляції водної поверхні у Керченській протоці, котрі впливають на проходження судів по морському каналу.

Ілюшин В. Я., Оліфіренко М. О.

У статті розглядаються ознаки та кількісні характеристики змінення рівня у Керченській протоці. Показано, що рівень моря протягом останніх 60 років збільшується з швидкістю 0,33 см/рік. Аналізуються внутрішньодобові денівеляції: поздовжні та поперечні; великомаштабні внутрішньодобові денівеляції, розміром $6,5 \pm 4,1$ години, та дрібномаштабні двогодинні, та їх вплив на прохідні глибини в Керч-Єнікальському каналі.

Ключові слова: прохідні глибини, прісна складова, глобальне потепління, багаторічний хід рівнів, поздовжні та поперечні денівеляції, амплітуди денівеляцій, довгостроковість внутрішньодобових денівеляцій.

Features of changeability of level and denivelations water surface in the Kerch channel, influencing on ability travel to cross-country of shipping on a maritime channel.

Pushin V., Olifirenko N.

In the article is examined reasons and specification of quantity changeability of level in the Kerch channel. It is shown that sea level during the last 60 years rises at a speed of 0,33 cm/year. It is analysed inwardly day's denivelations: longitudinal and transversal; large-scale inwardly-day's denivelations, by the duration 6.5 ± 4.1 hours, and finely scale two sentinels and their influence on communicating depths in the Kerch-Enykalsky channel.

Keywords: through passage depths, stale component, global warming, long-term course of levels, longitudinal and cross denivelations, amplitud denivelations, duration inside - daily denivelations.

ОЦЕНКА СВЯЗИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ НА СТАНЦИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ С РАСХОДАМИ РЕК ДНЕПР И ДУНАЙ

Показано присутствие второго (зимнего) максимума в годовом ходе (40-60% случаев), как расходов рек Дунай и Днепр, так и уровня Черного моря на станциях северо-западного побережья. В межгодовой изменчивости отмечена общая тенденция роста уровня моря, как по среднегодовым, так и по среднезимним данным, которая не связана с увеличением объемов речного стока. Уровень моря в Одесском регионе зависит от расходов Дуная ($r=0.8-0.9$), а с расходами Днепра ($r\approx 0.5$) связь присутствует с ближайшими станциями – Очаков, Одесса и Ильичевск. В характере колебаний расходов Днепра наблюдаются отличия относительно остальных рассмотренных параметров.

Ключевые слова: *уровень моря, расходы рек, Дунай, Днепр, сезонная и межгодовая изменчивость, Черное море, колебания, доминирующие периоды, коэффициент корреляции.*

Вступление. Можно говорить о многих и разносторонних следствиях, определяемых колебаниями уровня моря у берегов с различными геологическими и климатическими условиями. Зона северо-западного шельфа Черного моря является районом активного судоходства и экономической деятельности государства Украина, поэтому исследование закономерностей изменения уровня этого региона необходимо при решении многих практических задач. В том числе, установление факторов влияющих на изменение уровня моря и процессов его определяющих, необходимо при подготовке мер по поддержанию экологического баланса вод прибрежной зоны моря. Известно, что самые крупные реки, пополняющие Черное море, впадают в него в северо-западном районе, а климатические процессы, протекающие в этом регионе [1], связаны и со значениями уровня моря, и с расходами рек. Установить взаимосвязь между этими характеристиками моря, оценить их изменчивость и климатические тенденции – основные цели предлагаемой работы. Были сформулированы следующие задачи:

- исследовать сезонные и межгодовые колебания уровня моря на ряде станций северо-западного побережья Черного моря и аналогичные колебания расходов рек Дуная и Днепра;
- оценить наличие и величину корреляционной связи между колебаниями уровня моря рассмотренных станций и расходами рек Днепр и Дунай;
- провести спектральный анализ изменчивости исходных рядов и определить периоды доминирующих колебаний.

Выполненные ранее оценки изменений уровня Черного моря [2-4] показали общее его повышение и локальное опускание суши в отдельных частях северо-западного и западного побережья (Одесса-порт, Вилково и Варна). О колебаниях расходов рек не сложилось однозначного мнения в литературных источниках, возможно потому, что они имеют волнообразный характер и отмечаются периоды их роста и падения. В общем, отмечается, что за последние 50 лет преобладает возрастание стока рек Дуная и Днепра [5-7].

Изменения уровня Черного моря и расходов рек, впадающих в его северо-западную часть, имеют свои сезонные особенности, которые рассмотрены

соответственно в работах [8] и [6]. С учетом накопленного вышеупомянутыми исследованиями опыта, в предлагаемой работе анализируются общие тенденции в ходе этих характеристик, и сделана попытка установить их взаимосвязи в соответствии с сезонными особенностями.

Материалы и методы исследований. Исходными данными для выполнения поставленных задач были наблюдения над расходами рек Дунай и Днепр, и уровнем моря по станциям вдоль побережья Черного моря. Продолжительность рядов исходных данных была различна, ниже приведены годы анализируемых наблюдений для каждой характеристики:

- по среднегодовым данным: Дунай – 1860-2001, Днепр – 1851-2000, Вилково – 1945-2002, Прорва – 1958-2002, Приморское – 1951-2002, Ильичевск – 1960-2002, Одесса – 1875-2002, Очаков – 1874-2002;
- по среднемесячным данным: Дунай – 1947-2001, Днепр – 1947-2000, Вилково – 1947-1985, Прорва – 1958-1985, Приморское – 1951-1985, Ильичевск – 1960-1985, Одесса – 1947-1985.

По рассчитанному среднемноголетнему годовому ходу уровня всех станций Одесского региона Черного моря исследован климатический годовой ход – максимальные значения в сезонном ходе уровня моря отмечены в апреле-июне, а минимальные – в октябре-ноябре. В среднемноголетнем годовом ходе расходов рек также выявлены сезонные климатические закономерности: период паводка Дуная приходится на апрель-май, Днепра – на май-июнь, а период межени обеих рек – на октябрь-ноябрь. При детальном анализе ежегодного сезонного хода расходов рек и уровня моря, отмечено эпизодическое нарушение «правильного» климатического годового хода, которое проявляется в присутствии зимнего максимума в ходе исследуемых характеристик. Рассчитанный по всем данным процент нарушений климатического годового хода от общего числа анализируемых лет (по среднемесячным данным) приведен на рисунке 1.

В расходах Дуная и Днепра нарушение «правильного» сезонного хода происходило в 64% и в 67% случаев соответственно. В отдельные годы зимний максимум в расходах Днепра превосходит весенний, а иногда появляется и третий максимум.

Анализ особенностей сезонного хода уровня моря станций Одесского региона показал, что в 40-60% случаев происходит нарушение климатического годового хода. Зимний максимум уровня превосходит весенний значительно чаще, чем по расходам рек. На рисунке 1 отражено общее число лет с нарушениями относительно всех анализируемых наблюдений, а также для сравнения приведено число нарушений в 1960-1985 годах, поскольку этот период лет перекрывался всеми данными. В 60-80-х годах отмечается увеличение нарушений климатического годового хода (до 58-77%), по сравнению с предыдущим периодом, рассмотренным нами по всем рядам (рис.1), за исключением Дуная (уменьшение с 64 до 58%).

Таким образом, подробный анализ внутригодового хода уровня и расходов рек позволил выявить ряд особенностей, которые согласуются с ранее приводимыми различными авторами результатами [8, 9]. В частности, авторы [6] одной из основных причин выхолаживания северо-западной части моря считают увеличение речного стока в холодное время года (с ноября по март). Установленный факт появления зимнего максимума в расходах рек требует пересмотра и сезонных особенностей воздействия этих вод на экологическое состояние северо-западной части моря, поскольку речной сток наиболее существенный источник поступления загрязняющих веществ в море.

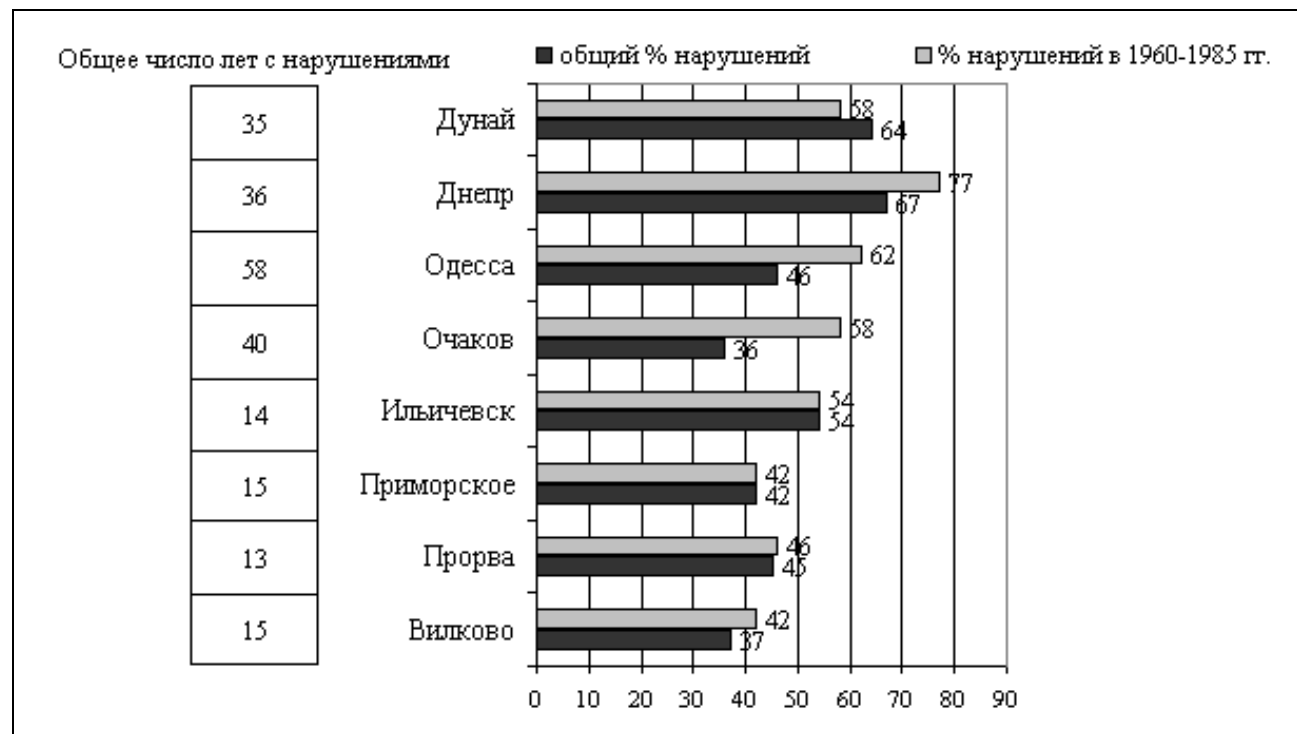


Рисунок 1 – Процент нарушения «правильного» годового хода в рассматриваемых рядах уровня моря на станциях северо-западного побережья Черного моря и расходов рек Днепр и Дунай

Результаты исследований и их анализ. Основываясь на полученных результатах анализа сезонного хода, в дальнейшем исследование было сосредоточено на соответствующих изменениях в климатическом ходе расходов рек и уровня моря. А именно, анализ межгодовой изменчивости проводился не только на основе среднегодовых характеристик расходов рек и уровня моря, а также по среднезимним значениям (осредненным за декабрь, январь и февраль).

В межгодовой изменчивости уровня в Одесском регионе Черного моря отмечена общая тенденция роста его значений (табл. 1), как по среднегодовым, так и по среднезимним данным. Повышение уровня на станциях Вилково, Одесса и Очаков происходит преимущественно за счет зимних месяцев, а на остальных трех станциях (Прорва, Приморское и Ильичевск) рост уровня по среднегодовым значениям происходит интенсивнее, чем по зимним месяцам.

Таблица 1 – Повышение уровня моря на станциях Одесского региона

Станции	Вилково	Прорва	Приморское	Ильичевск	Одесса	Очаков
За весь период наблюдений						
Повышение всего, см	32	15	12	8	61	18
Повышение за год, см	0,56	0,34	0,24	0,19	0,48	0,14
За 1960-1985 годы (с декабря по февраль)						
Станции	Вилково	Прорва	Приморское	Ильичевск	Одесса	Очаков
Повышение всего, см	31,0	4,5	5,5	3,0	21,0	5,0
Повышение за год, см	1,19	0,17	0,21	0,12	0,81	0,19

Во временном ходе уровня на всех станциях с декабря по февраль наблюдается его повышение, степень этого повышения различна, как и различны анализируемые периоды, поэтому оценка повышения проводилась и за период с 1960 по 1985 годы, когда имелись среднемесячные данные на всех станциях. Во временном ходе расходов Дуная с декабря по февраль за 1948-2001 годы отследить тенденций не удалось, в ходе расходов Днепра с декабря по февраль за 1948-2000 годы отмечается незначительное повышение (0,04 км³ за год). Поэтому, несмотря на общую тенденцию повышения уровня моря в Одесском регионе объяснить это увеличением объемов речного стока нельзя. Причину этого по нашему мнению следует искать в особенностях геологических изменений в регионе.

Анализ зависимости между среднегодовыми значениями расходов рек и уровня моря, проведенный по коэффициентам корреляции (табл. 2) показал, что преобладающее влияние на уровень моря станций региона оказывает Дунай ($r=0,59-0,87$), даже на Очаков, находящийся непосредственно в устье Днепро-Бугского лимана. Это может быть обусловлено общими климатическими закономерностями, отражающимися на водности рек. Коэффициент корреляции расходов Дуная с уровнем моря в Одессе ($r=0,34$) свидетельствует о необходимости детализации этой связи и учета геологических факторов. По коэффициентам корреляции между значениями уровня моря и расходами рек в периоды паводка и межени также установлено (табл.2), что воздействие Дуная ощутимо во всем регионе, особенно в период паводка ($r=0,57-0,94$). Влияние Днепра в период паводка также ощутимо ($r=0,53-0,70$) на значениях уровня региона (за исключением Вилково и Одессы). В период межени общее влияние

Днепра незначительно. Результаты расчетов зависимости зимних значений (декабрь-февраль) уровня моря и расходов Днепра ($r=0,51-0,73$) показывают наличие связи между этими параметрами и свидетельствуют о существенном воздействии речного стока в зимний период. Это относится к Дунаю даже в большей степени ($r=0,56-0,99$), за исключением Одессы и Очакова ($r=0,15$), которые находятся, соответственно, на берегу Одесского залива и Днепро-Бугского лимана (табл.2).

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции между значениями уровня моря и расходами рек

Станции		Вилково	Прорва	Приморское	Ильичевск	Одесса	Очаков
Период, реки							
По среднегодовым данным							
Дунай		0,87	0,80	0,71	0,71	0,34	0,59
Днепр		0,30	0,34	0,40	0,53	0,04	0,24
По данным в периоды паводка и межени							
Паводок	Дунай	0,94	0,83	0,68	0,70	0,57	0,74
	Днепр	0,27	0,70	0,53	0,65	0,34	0,47
Межень	Дунай	0,90	0,75	0,67	0,72	0,47	0,72
	Днепр	0,31	0,13	0,15	0,22	0,34	0,46
По среднезимним данным							
Дунай		0,71	0,56	0,99	0,72	0,15	0,15
Днепр		0,63	0,51	0,63	0,69	0,66	0,73

Анализ временного хода коэффициентов корреляции между внутригодовыми распределениями уровня моря на станциях и расходами рек показал, что уровень моря в Одесском регионе зависит, преимущественно от расходов Дуная ($r=0,8-0,9$), а с расходами Днепра $r \approx 0,5$ связан по близлежащим станциям – Очаков, Одесса и Ильичевск. Пример рассчитанных значений коэффициента корреляции для Одессы и Очакова приведен на рисунке 2. Обращают на себя внимание отрицательные значения коэффициентов корреляции для Днепра в отдельные годы. В связи с этим был детально рассмотрен внутригодовой ход расходов обеих рек и уровня моря на станциях в 1965 году – когда отрицательные значения коэффициента корреляции со стоком Днепра достигали $-0,7$ для Одессы, Ильичевска и Очакова. Анализ годового хода исследуемых характеристик (уровня и расходов рек) в 1965 г. показал, что расходы Дуная и Днепра находятся в противофазе, а коэффициент корреляции между всеми станциями и расходами Дуная в этом году составил $0,9$. Одной из причин возникновения отрицательных коэффициентов корреляции в эти годы могут быть дальние проявления Эль-Ниньо, поскольку они отмечаются в те же годы [3].

По обобщенным данным за весь период наблюдений был проведен спектральный анализ и выявлены преобладающие возмущения в среднегодовых высотах уровня Черного моря и расходах Дуная и Днепра. Установлено, что в расходах Дуная и высотах уровня моря на анализируемых станциях доминируют колебания с периодом в 2,4; 3,5; 4,3 и 14 лет. В расходах Днепра присутствовали несколько иные колебания с периодами в 2,4; 4,2 и 12,5 лет. Это подтверждает отмеченные выше результаты об отличии характера колебаний расходов Днепра относительно остальных рассмотренных параметров.

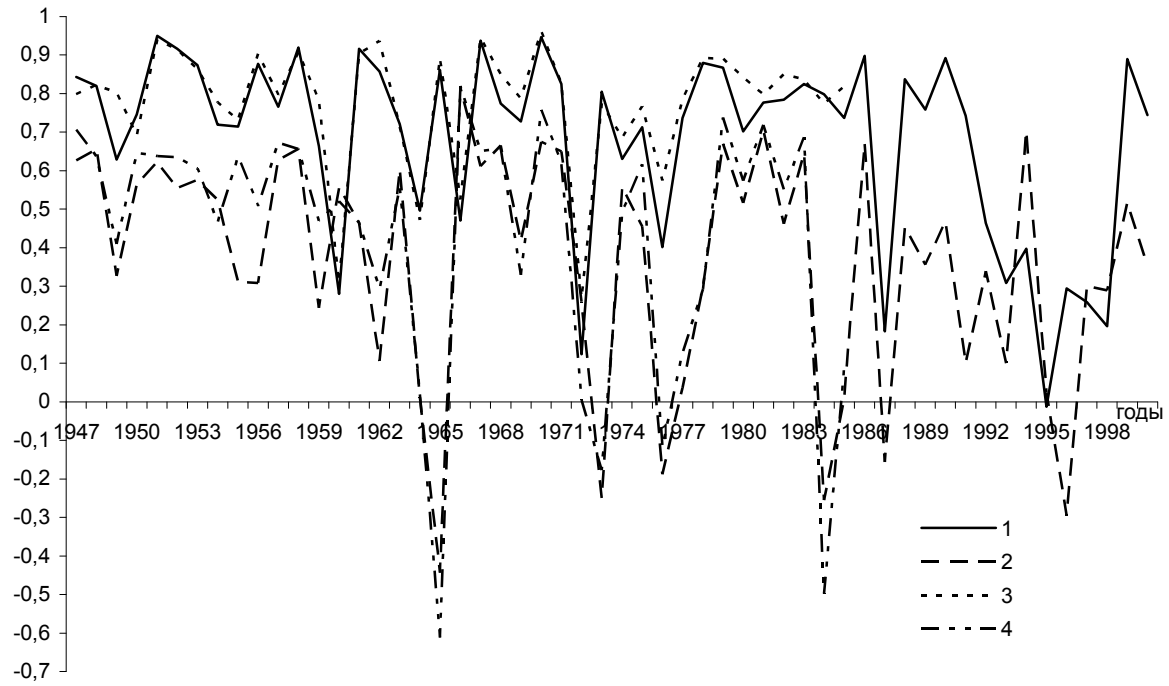


Рисунок 2 – Временной ход коэффициентов корреляции между годовым распределением уровня моря и расходов рек (1 – Одесса-Дунай, 2 – Одесса-Днепр, 3 – Очаков-Дунай, 4 – Очаков-Днепр)_

Выводы. Обобщая результаты проведенного исследования необходимо обратить особое внимание на появление второго зимнего максимума в годовом ходе как расходов Дуная и Днестра, так и уровня моря станций Одесского региона. В связи с этим, имеет смысл провести анализ других гидрологических и гидрохимических характеристик в Одесском регионе с целью уточнения сезонных особенностей в их распределении для корректировки проведения природоохранных мероприятий.

Исходя из полученных корреляционных зависимостей, можно заключить, что уровень моря станций Одесского региона зависит, преимущественно, от расходов Дуная, однако на колебания уровня моря могут оказывать влияние и другие факторы, но не расходы Днестра. Установленные закономерности в изменениях уровня моря станций Одесского региона (в частности, общее повышение уровня, не связанное с расходами рек) представляют несомненный интерес не только для океанологов, а также для геологов, специалистов инженерных служб и требуют дальнейшего исследования учеными этих профилей.

Список литературы

1. *Ефимов В.В., Еремеев В.Н.* Изменение климата Украины в XX столетии // Доклады НАН Украины. – 2003. – №1. – С. 106 – 111.
2. *Богуславский С.Г., Кубряков А.И., Иващенко И.К.* Изменения уровня Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1997. – № 3. – С.47-57.
3. *Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И.* Динамика суши и уровня побережья Одесского региона Черного моря // Геофизический журнал. 2005. – №3. – С.463-469.
4. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Пространственно-временное распределение экстремальных значений уровня в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. НАН Украины, МГИ ИнБЮМ. – Севастополь, 2000. – С.72-78.
5. *Белевич Р.Р., Орлова И.Г.* Особенности межгодовой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик вод на северо-западном шельфе Черного моря в последние десятилетия (1960-90-е годы) // Морской гидрофизический журнал. 1996. – №2. – С. 62 – 73.
6. *Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н.* О причине понижения температуры поверхностного слоя Черного моря // Доповіді НАН України. – 2003. – №12. – С. 108-111.
7. *Андрианова О.Р.* О влиянии сезонной и межгодовой изменчивости речного стока на соленость прибрежных вод в северо-западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1996. – №2. – С.54-61.
8. *Фомичева Л.А.* Сезонный и годовой ход уровня Черного моря // Тр. ГОИН. 1986. – вып.168. – С.19-26.
9. *Андрианова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И.* О некоторых особенностях климатической изменчивости расходов рек Дуная, Днестра и уровня моря в Одессе в XX столетии // Тез. доп. V Міжнародний симпозіуму «Екологічні проблеми Чорного моря». – Одеса, 2003. – С.17-22.

Оцінка зв'язку коливань рівня Чорного моря на станціях північно-західного узбережжя та розходів річок Дніпро та Дунай. Андріанова О.Р.

Показана присутність другого (зимового) максимуму у річному ході (40-60% випадків), як розходів річок Дунай та Дніпро, так і рівня Чорного моря на станціях північно-західного узбережжя. У міжрічній мінливості відзначена загальна тенденція росту рівня моря, як по середньорічним, так і по середньозимовим даним, яка не має зв'язку із збільшенням обсягу річного стоку. Рівень моря в Одеському регіоні залежить від розходів Дунаю ($r=0.8-0.9$), а з розходами Дніпра ($r\approx 0,5$) зв'язок присутній із найближчими станціями – Очаків, Одеса та Іллічівськ. У характері коливань розходів Дніпра спостерігаються відмінності відносно розглянутих параметрів.

Ключові слова: *рівень моря, розходи річок, Дунай та Дніпро, сезонна та міжрічна мінливість, Чорне море, коливання, домінуючі періоди, коефіцієнт кореляції.*

The estimation of the fluctuations of the Black sea level at stations of northwest coast and the volumes of the river's waters (Danube and Dnepr). Andrianova O.R.

The presence of the second (winter) maximum at an annual distribution (40-60 % of cases) as volumes of the river's waters (Danube and Dnepr) so the Black sea level at stations of northwest coast is shown. The general tendency of the growth of a sea level on mid-annual and mid-winter data is marked in interannual variability which is not connected with increase the volumes of the river's waters. The sea level in the Odessa region depends on Danube waters ($r=0.8-0.9$) but on Dnepr waters ($r\approx 0.5$) connection is present with the nearest stations – Ochakov, Odessa and Ilyichevsk. The differences in character of fluctuations of volumes of the Dnepr waters to other considered parameters are observed.

Key words: *a sea level, the volumes of the river's waters, Danube, Dnepr, seasonal and interannual variability, Black sea, the fluctuations, the dominating periods, the coefficient of correlation.*