

ОДЕСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ

На правах рукопису

ТАРНОПОЛЬСЬКИЙ Анатолій Григорович

УДК 551.510.522:551.465.15

МОДЕЛЬ ГЕОФІЗИЧНОГО ПОГРАНИЧНОГО ШАРУ ТА  
ЇЇ ЗАСТОСУВАННЯ ДО РІШЕННЯ ПРИКЛАДНИХ ЗАДАЧ  
У РІЗНИХ ГЕОГРАФІЧНИХ ЗОНАХ

П.00.09 - метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

А в т о р е ф е р а т  
дисертації на здобуття наукового ступеня  
доктора географічних наук

*Анатолій*

Одеса 1994



00778724 (Z)

Дисертація у вигляді рукопису

Роботу виконано в Українському науковому центрі екології моря

## Офіційні опоненти:

доктор фізико-математичних наук, професор  
Буйков Михайло Васильович (м. Київ)

доктор географічних наук, професор  
Половина Іван Петрович (м. Київ)

доктор технічних наук, професор  
Шкільний Євген Павлович (м. Одеса)

Головна організація: Морський гідрофізичний інститут  
АН України (м. Севастополь)

Захист дисертації відбудеться 30 червня 1994 р. об 11 годині  
на засіданні спеціалізованої ради Л. 05.02.01 при Одеському  
гідрометеорологічному інституті за адресою: 270016, м. Одеса,  
вул. Львівська, 15, ОГМІ

С дисертацією можна ознайомитись у бібліотеці ОГМІ

Автореферат розіслано 23 травня 1994 р.

Вчений секретар  
спеціалізованої ради

ЛННБ ім. В. Стефаніка  
АН України

Н.С. Лосюда

AB-30.4443

## ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

Актуальність роботи. Дисертаційна робота присвячена фундаментальній проблемі - кількісному опису структури геофізичного пограничного шару (ГПШ). Під ГПШ будемо розуміти стратифікований бароклічний шар рідини або газу біля межі розподілу середовищ, що обертається. Формування цього шару обумовлено гідротермодинамікою турбулентних природних течій. Звідси впливає, що ГПШ є узагальнююче поняття по відношенню до атмосферного та океанічного пограничних шарів (АПШ і ОПШ). Дослідження ГПШ з урахуванням різноманітності фізичних факторів та механізмів їх взаємодії здійснюються методами математичного моделювання. Найбільш поширені засоби опису структури ГПШ засновані на розв'язуванні замкнутої системи рівнянь гідротермодинаміки або теорії подібності.

Побудова фізично обґрунтованих, експериментально підтверджених, економічних у обчислювальному відношенні моделей АПШ і ОПШ є важливою науково-прикладною задачею. При цьому виникає проблема замикання початкової системи рівнянь гідротермодинаміки. У дисертаційній роботі параметризація турбулентного перемішування виконана на основі  $K$ -теорії, ефективність застосування якої в значній мірі залежить від засобу визначення коефіцієнту турбулентності. Для його розрахунку нині застосовуються двопараметричні моделі, які базуються на гіпотезі наближеної подібності Колмогорова. У відповідності до цієї гіпотези коефіцієнт турбулентного обміну однозначно виражається через кінетичну енергію турбулентності  $\bar{v}$  та швидкість її дисипації у тепло  $\epsilon$  або через  $\bar{v}$  і масштаб турбулентних вихорів  $l$ . Таким чином, процеси у ГПШ вивчаються на базі "b-l" або "b-ε" замикання. Наш досвід застосування цих двох підходів визначення коефіцієнту вертикального турбулентного обміну  $K$  та аналіз їх фізичної обґрунтованості показали, що у задачах АПШ і ОПШ доцільно використовувати "b-ε" замикання.

Для опису горизонтального перемішування у ГПШ ефективно застосовується метод, заснований на теорії двовимірної турбулентності. У чисельних моделях для визначення коефіцієнту горизонтального турбулентного обміну  $K_h$  використовується формула Смагоринського.

Спільне моделювання АПШ і ОПШ як єдиної термодинамічної системи дозволяє коректно визначити характеристики взаємодії океану та атмосфери, які у цьому випадку є внутрішніми параметрами задачі і розраховуються разом з профілями метеорологічних та

гідрофізичних величин. Але такі розрахунки потребують великих витрат машинного часу. Тому масові розрахунки характеристик взаємодії двох середовищ виконуються за порівняно простими формулами, що одержані на основі теорії подібності Моніна-Обухова для приземного підшару, з використанням стандартної гідрометеорологічної інформації.

Актуальність досліджень циркуляційного режиму та турбулентного обміну у атмосферному і океанському (морському) пограничних шарах, а також механізму їх взаємодії, обумовлена насущними вимогами науки та практики. Коректне розв'язання задач взаємодії сприяє розумінню фізичного механізму обміну імпульсом, теплом і вологою між океаном та атмосферою за заданими зовнішніми умовами. З цими дослідженнями тісно пов'язаний облік ефектів АПШ і ОПШ у метеорологічних та океанологічних прогнозах. Одержані результати використовуються як гідротермодинамічні блоки у задачах захисту повітряного і водного басейнів. Актуальність розв'язання перелічених науково-прикладних задач є безумовною. Необхідність їх рішення визначає мету виконаного дослідження.

#### Метод дисертації є:

розробка єдиного методологічного підходу до вивчення фізичних процесів у пограничних шарах атмосфери та океану, об'єднаних уведеним нами поняттям "геофізичний пограничний шар";

побудова фізико-математичної моделі стратифікованого бароклічного геофізичного пограничного шару на основі замкнутої системи рівнянь гідротермодинаміки;

кількісний опис циркуляційно-дифузійних процесів у взаємодіючих пограничних шарах атмосфери та океану як у єдиній термодинамічній системі;

виявлення закономірностей теплової та динамічної взаємодії океану і атмосфери для різних просторово-часових масштабів (на прикладі Північної Атлантики);

застосування теорії геофізичного пограничного шару для розв'язання різних прикладних задач.

Наукова новизна та основні результати. Наукова новизна дисертаційної роботи полягає у розробці та узагальненні нового теоретико-прикладного напрямку геофізичної гідродинаміки - моделюванні фізичних процесів у пограничних шарах природних течій бароклічних стратифікованих рідин та газів, що обертаяться.

Побудована фізико-математична модель геофізичного пограничного шару, на базі якої створена ієрархія моделей атмосферного та

океанського (морського) пограничних шарів, які використовуються для розв'язання широкого кола теоретичних та прикладних задач. При цьому застосований єдиний методологічний підхід до опису циркуляційного режиму і турбулентного обміну в АПШ та ОПШ. Реалізовані три види математичних моделей, які описують фізичні процеси у наступних об'єктах: атмосферний пограничний шар, що формується за рахунок взаємодії з неоднорідною підстилковою поверхнею та вільною атмосферою; океанський (морський) поверхневий шар, що формується під динамічним та термічним впливом атмосфери і глибокого океану, а також шельфова зона моря, у якій пограничні шари розвиваються зверху та знизу; геофізична термодинамічна система, яка містить атмосферний та океанський взаємодіючі шари, що формується за рахунок впливу вільної атмосфери та глибинних шарів океану.

Відмінною особливістю запропонованих моделей є вибір фізично обгрунтованого засобу замикання системи рівнянь гідротермодинаміки у рамках  $K$ -теорії турбулентності. Оцінка вертикального турбулентного обміну виконується шляхом використання рівнянь балансу кінетичної енергії турбулентності, швидкості дисипації та співвідношень, що зв'язують основні характеристики турбулентності. Горизонтальний турбулентний обмін параметризується за допомогою коефіцієнту турбулентної в'язкості підсіточного масштабу. Таким чином, у сконструйованих моделях атмосфери і океану відсутні які-небудь апріорні завдання характеристик вертикального і горизонтального турбулентного обміну. Вони є внутрішніми параметрами задачі і їх просторово-часовий розподіл визначається разом з метеорологічними та океанологічними величинами за заданими умовами на зовнішніх межах АПШ і ОПШ. Як вихідні дані моделей використовується лише стандартна гідрометеорологічна та гідрофізична інформація.

Поданий у дисертації цикл робіт по моделюванню геофізичних пограничних шарів виконаний у два етапи. Перший етап завершує побудову ієрархії одновимірних стаціонарних моделей з докладним дослідженням їх можливостей та сфери застосування. Накопичений досвід реалізований на другому етапі робіт при моделюванні тривимірної нестационарної структури геофізичних пограничних шарів.

Теорія, яка запропонована, застосована для моделювання циркуляційних, термічних та дифузійних процесів у верхньому турбулентному шарі моря, включаючи шельфову зону; для пограничного шару атмосфери над неоднорідною підстилковою поверхнею, що імітує мо-

ре, місто і пригород; у взаємодіючих пограничних шарах океану (моря) і атмосфери, як у єдиній термодинамічній системі. В останньому випадку також визначаються потоки імпульсу, тепла і вологи на межах розподілу вода-повітря та температура поверхні води. Такий підхід до визначення параметрів взаємодії океану і атмосфери обмежений продуктивністю ЕСМ, що є у нашому розпорядженні. Тому масові розрахунки турбулентних потоків явного, захованого тепла та імпульсу виконані за балк-формулами з використанням експедиційних даних суден погоди, що дозволило уперше одержати детальне просторове розподілення цих потоків у енергоактивних районах Атлантичного океану.

Основні положення дисертації, які виснесені на захист:

1) концепція геофізичного пограничного шару, включаючого атмосферний і океанський пограничні шари, циркуляційний режим та турбулентний обмін у яких описаний з єдиних методологічних позицій у рамках  $K$ -теорії турбулентності з використанням "b-e" замикання;

2) тривимірна нестационарна модель взаємодії пограничних шарів атмосфери і океану як єдина термодинамічна система, яка формується під впливом вільної атмосфери та глибинних шарів океану;

3) закономірності теплової та динамічної взаємодії океану та атмосфери для мезо- і макромасштабних процесів (на прикладі Атлантичного океану);

4) комплект методик, що розроблені на базі теорії геофізичного пограничного шару і реалізовані у різних прикладних задачах, - параметризація ефектів атмосферного та океанського пограничних шарів у чисельних схемах прогнозу погоди і океанологічних розрахунках відновлення просторово-часової структури  $A_{III}$  і  $O_{III}$ , розрахунок трансграничного переносу збурдливих рухів у нижній половині атмосфери, урахування циркуляційно-дифузійних процесів шельфової зони моря при екологічних розрахунках.

Практичне значення роботи полягає у тому, що в ній розроблений пакет методик, оснований на застосуванні моделі геофізичного пограничного шару для розв'язання різних прикладних задач. Одержані результати використовують ся у прогностичних схемах, при гідрометеорологічному обслуговуванні народного господарства та для охорони навколишнього середовища.

Вивчення мезо- і макромасштабної взаємодії атмосфери та океану, виконано у рамках програми "Розріз", яка спрямована на

дослідження ролі енергоактивних зон океану у короткоперіодних коливаннях клімату (тема "Вивчити різномасштабну мінливість основних характеристик Світового океану у енергоактивних зонах", Одеса, 1985, номер держ. реєстр. 81030872, архів УкрНДЕМ). У дисертації запропоновані методи розрахунку характеристик внутрішньої структури ППШ, параметризації ефектів АПШ і ОПШ за даними об'єктивного аналізу та чисельного прогнозу. Ці методи використовуються у Російському гідрометцентрі (тема "Розробити методи короткострокового прогнозу...", яка виконана нами у 1988-1990 рр., номер держ. реєстр. 0187, архів УкрНДЕМ). Модель АПШ застосована для оцінки розповсюдження радіонуклідів під час Чернобильської аварії.

Методика визначення швидкості дрейфової течії та коефіцієнту вертикального турбулентного обміну в шельфовій зоні моря включена у вигляді гідродинамічного блоку до нової редакції методичних вказівок по розрахунку гранично допустимих скидів забруднюючих речовин у водні об'єкти із стічними водами (Мінприроди України, 1994 р.). Одержані дані про циркуляцію вод та турбулентний обмін використовуються у проєкті "Ресурси шельфу", який реалізується на Україні з 1993 р.

Деякі результати дисертаційної роботи увійшли до підручника для студентів вузів, що навчаються за спеціальністю "метеорологія" (П.Н.Балов и др. "Численные методы прогноза погоды", Гидрометеиздат, Л., 1989), та до "Руководство по кратко-срочным прогнозам погоды", ч.1 (Гидрометеиздат, Л., 1986).

Обґрунтованість та достовірність одержаних результатів підтверджується тим, що у розроблених моделях атмосферного і океанського (морського) пограничних шарів ураховані основні механізми формування їх структури за заданими зовнішніми впливами. Досить добре узгоджуються розрахункові величини з даними вимірювань на висотній метеорологічній вежі (м.Обвинськ), зондування атмосфери та океану, та іншими натурними спостереженнями.

Застосування запропонованих методик параметризації бароцичного атмосферного пограничного шару і розрахунку фрикційних вертикальних рухів покращує якість прогнозу погоди.

Для усіх приведених у дисертації коефіцієнтів кореляції виконані оцінки їх статистичної значущості.

Апробація роботи. Результати виконаного дослідження наводились і докладались на сесії Наукової ради з проблеми "Прогноз погоди" (Москва, 1974), на Міжвідомчому симпозіумі за даними на-

уковими результатами досліджень атмосфери у Міжнародному АТЕП (Москва, 1975), на звітних наукових конференціях Одеського гідрометеорологічного інституту (Одеса, 1975, 1978, 1979, 1980, 1984), на Міжвідомчому семінарі по ітогах океанографічних досліджень у ТРОПЕКС-74 (Одеса, 1977), на науковій нараді з проблем збирання гідрофізичної інформації для моделі довгострокового прогнозу погоди у ОЦ СВ АН СРСР (Новосибірськ, 1978), на Всесоюзній науковій нараді з гідродинамічних та статистичних методів локального прогнозу погоди (Новосибірськ, 1979), на Всесоюзній конференції з параметризації процесів теплообміну та динамічних процесів у атмосфері (Обнинськ, 1979), на Всесоюзній конференції по дослідженню взаємодії мезо- і макропроцесів у атмосфері та застосуванню статистичних методів у метеорології (Алма-Ата, 1981), на з'їздах радянських океанологів (Ялта, 1982, Ленінград, 1987), на Всесоюзній нараді з гідрометеорологічного забезпечення народного господарства Сибіру (Новосибірськ, 1983), на семінарі у ОЦ СВ АН СРСР (Новосибірськ, 1983), на Всесоюзних наукових конференціях по дослідженню ролі енергоактивних зон океану у короткоперіодних коливаннях клімату (програма "Розрізи") (Одеса, 1984, 1986, 1990), на регіональних конференціях з комплексного вивчення Атлантичного океану (Калінінград, 1985, 1991), на Всесоюзному семінарі по взаємодії пограничних шарів атмосфери і океану (Ленінград, 1987), на нараді у Гідрометцентрі СРСР з параметризації фізичних процесів у гідродинамічних моделях атмосфери (Москва, 1989), на Всесоюзній конференції "Вихори та турбулентність у океані" (Калінінград, 1990), на регіональній конференції "Екологія Чорного моря" (Одеса, 1991), на Всесоюзній конференції з статистичної інтерпретації гідродинамічних прогнозів (Одеса, 1991), на Міжнародній конференції "Проблеми Чорного моря" (Севастополь, 1992), на Міжнародній конференції "Екологія і нафта" (Одеса, 1993), на робочій науковій нараді з проекту "Ресурси шельфу" (Одеса, 1993), на Міжнародній конференції "Діагноз стану морського середовища Азово-Чорноморського басейну" (Севастополь, 1993), на Американсько-Українській конференції по вивченню та захисту навколишнього середовища (Київ, 1993). Основні положення дисертації систематично докладались на засіданнях Вченої ради Державного океанографічного інституту (Москва, 1974, 1975, 1977, 1980, 1981, 1982, 1985, 1988) та його Одеського віддільня (Одеса, 1974, 1975, 1977, 1978, 1980, 1981, 1982, 1983, 1985, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991). Цілково робота докладалась на наукових семінарах Україн-

ського наукового центру екології моря (Одеса, 1994) та Одеського гідрометеорологічного інституту (1994).

Основний зміст дисертації викладений у 69 статтях. У тих публікаціях, які виконані у співавторстві, дисертантом здійснена постановка задачі, розроблені методи рішення, виконаний аналіз одержаних результатів.

Структура дисертації. Дисертація загальним обсягом 377 сторінок складається із вступу, сімох розділів, висновку, списку літератури, до якого знесені 210 джерел. Дисертація має 71 малюнок і 62 таблиці.

### ЗМІСТ РОБОТИ

Дисертація є результатом завершених досліджень з проблеми моделювання геофізичного пограничного шару, які виконані на протязі останніх двадцяти років.

У вступі надане визначення геофізичного пограничного шару, обґрунтована необхідність побудови ієрархії гідротермодинамічних моделей пограничних шарів атмосфери і океану з єдиних методологічних позицій. Підкреслюється, що спільне моделювання АПШ та ОПШ як єдиної термодинамічної системи дозволяє коректно визначати, поряд з профілями метеорологічних, гідрофізичних величин та параметрів турбулентності, характеристики взаємодії океану та атмосфери. Показано, що для масових розрахунків турбулентних потоків імпульсу, тепла і вологи на межі розподілу вода-повітря доцільно застосовувати порівняно прості формули, які отримані на основі теорії подібності Моніна-Обухова для приземного підшару. Викладена мета дисертаційної роботи, сформульовані актуальність та наукова новина виконаного дослідження. Перелічені основні положення, що виносяться на захист, та обґрунтоване практичне значення роботи.

У розділі I "Математичне моделювання геофізичного пограничного шару" виділені основні механізми формування ПШ та розглянуті методи кількісного опису структури пограничних шарів, що засновані на розв'язанні замкнутої системи рівнянь гідротермодинаміки та теорії подібності.

У п. 1.1 викладена тривимірна гестаціонарна модель пограничного шару, яка заснована на  $K$ -теорії. Сконструйована система осередкових рівнянь гідротермодинаміки включає еволюційні (руху, переносу тепла, вологи або солі) та діагностичні (статичні,

нерозривності, стану) рівняння. Замикання здійснено за допомогою рівнянь балансу кінетичної енергії турбулентності ( $b$ ), швидкості її дисипації ( $\epsilon$ ) та співвідношення Колмогорова, яке пов'язує коефіцієнт вертикального турбулентного обміну  $k$  із  $b$  та  $\epsilon$ . Горизонтальний турбулентний обмін параметризується шляхом введення коефіцієнту турбулентної в'язкості підсіткового масштабу  $k_L$ , що оцінюється через повну деформацію за формулою Смагоринського. Таким чином, розроблений варіант моделі ПШ має важливу розпізнавальну особливість - характеристики вертикального та горизонтального турбулентного обміну є внутрішніми параметрами задачі і розраховуються разом з гідрофізичними величинами за заданими умовами на зовнішніх межах.

Запишемо вищеперелічені рівняння у декартовій системі координат  $x, y, z$ :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (k_L D_x) + \frac{\partial}{\partial y} (k_L D_y),$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (k_L D_x) - \frac{\partial}{\partial y} (k_L D_y),$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + A(\theta) = \alpha_v \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial \theta}{\partial y} + \epsilon_\theta,$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + A(q) = \alpha_v \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial q}{\partial y} + \epsilon_q,$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \alpha_b \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} - \alpha_b \frac{b^2}{k},$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} + A(\epsilon) = \alpha_\epsilon \frac{g}{\rho} k \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \alpha_\epsilon \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \alpha_\epsilon \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \epsilon}{\partial z} - \alpha_\epsilon \frac{\epsilon^2}{b},$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad \rho = \rho(p, T, q), \quad \theta = T \exp \left( \int \frac{K_v \epsilon}{c} dz \right),$$

$$k = \alpha_k b^2 / \epsilon, \quad k_L = \alpha_{kL} \frac{\Delta s^2}{2} (D_x^2 + D_y^2)^{1/2}.$$

Граничні умови по вертикалі:

при  $z = z_0$   $u = u_0, v = v_0, w = 0, k \frac{\partial b}{\partial z} = \alpha_b v_0^2, \epsilon = \epsilon_0, p = p_0, T = T_0, q = q_0$ ;

при  $z = H$   $u = u_H, v = v_H, T = T_H, q = q_H, k \frac{\partial b}{\partial z} = 0, k \frac{\partial \epsilon}{\partial z} = 0$ .

Тут  $t$  - час;  $u, v, w$  - компоненти вектору швидкості;  $\rho$  - густина;  $p$  - тиск;  $T, \theta$  - звичайна та потенційна температура;  $q$  - масова частка водяного пару або солоність морської води;  $f$  - параметр Кориоліса;  $g$  - прискорення вільного падіння;  $\epsilon_\theta$  - неадіабатичний приплив тепла;  $\epsilon_q$  - приплив домішок за рахунок фазових переходів;  $z_0$  - параметр шорсткості;  $H$  - товщина ПШ;  $\Delta s$  - горизонтальний крок сітки;  $\alpha$  з індексами - універсальні константи;

$$v_0 = R^{1/2} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/4} z=2_0$$

- динамічна швидкість:

$$A(\mu) = \frac{\partial(\mu u)}{\partial z} + \frac{\partial(\mu v)}{\partial z} + \frac{\partial(\mu w)}{\partial z}$$

- оператор адвекції скалярної величини  $\mu = (u, v, \theta, q, b, \varepsilon)$ :

$$D_T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \cdot D_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$$

- поздовжня та поперечна складові деформації.

На бокових граничних площинах ставляться умови рівності нулю нормальних похідних від шуканих функцій або умова відкритих меж. У початковий момент часу профілі шуканих величин відновлюються в усіх вузлах розрахункової області за одномірним стаціонарним варіантом моделі.

Система рівнянь, що виписана, має 12 невідомих функцій  $p, r, T, \theta, q, u, v, w, b, \varepsilon, k, R_L$  і є замкнутою.

У п. 1.2 наведений аналітичний огляд існуючих методів замикання системи рівнянь ПШ, оснований на використанні  $K$ -теорії турбулентності (замикання першого порядку) або включаючих рівняння для других і третіх моментів пульсацій гідротермодинамічних величин. Підкреслено, що зараз для рішення різних прикладних задач можна ефективно застосовувати замикання першого порядку. У огляді відображені основні напрямки досліджень, що базуються на теорії наближеної подібності Колмогорова, згідно з якою коефіцієнт вертикального турбулентного обміну  $K$  виражається через кінетичну енергію турбулентності  $b$  та швидкість її дисипації  $\varepsilon$  або через  $b$  та масштаб турбулентних вихорів  $l$ . Докладно розглянуті так звані "b-l" моделі замикання. Другим варіантом застосування  $K$ -теорії є вибір, як визначального параметру, поряд з  $b$ , швидкості дисипації кінетичної енергії турбулентності  $\varepsilon$  ("b- $\varepsilon$ " замикання). Проаналізовані достоїнства, недоліки та область застосування "b-l" і "b- $\varepsilon$ " турбулентних моделей. Показано, що стосовно до задач фізики атмосфери і океану "b- $\varepsilon$ " моделі мають безперечні переваги у порівнянні з іншими схемами замикання у рамках  $K$ -теорії.

Викладені засоби опису горизонтального турбулентного обміну, що засновані на ідеї розподілу рухів на макромасштабні та підсіточного масштабу. Згідно теорії двовимірної турбулентності коефіцієнт горизонтального турбулентного обміну  $K_L = |D| L^2$ , де  $L$ -масштаб розділення великомасштабних та вихоревих рухів, які приймаються дисперсійними кроку горизонтальної сітки  $\Delta x$ .

Таким чином,  $K$  теорія турбулентності дозволяє здійснити

замикання системи рівнянь гідротермодинаміки з урахуванням основних фізичних механізмів формування турбулентного перемішування у гори: фронтальній та вертикальній площинах.

У п. 1.3 показано, як диференціальні оператори замінюються їх кінцево-різносними аналогами. Нелінійні доданки зазнають лінеаризацію типу  $(b^2)^{n+1} = 2b^{n+1}b^n - (b^2)^n$ , де  $n$  верхнього індексу означає номер часового кроку. Часто совується напівнаближена схема інтегрування за часом. В результаті для шкідливої системи диференціальних рівнянь будеться її кінцево-різносний аналог - система лінійних алгебраїчних рівнянь з тридіагональною матрицею. Для розв'язання цієї системи ефективно використовуються методи матричного та звичайного проганняння.

У п. 1.4 викладений обчислювальний алгоритм задачі моделювання ГПШ. Спочатку засобом матричного проганняння вирішується система рівнянь рухів, потім звичайним проганнянням - рівняння переносу тепла, вологи або солі, балансу та дисипації. З рівнянь нерозривності визначається вертикальна швидкість, з рівняння стану - густина, з рівняння статки - тиск, із співвідношень Колмогорова та Смагоринського - коефіцієнти вертикального та горизонтального турбулентного обміну. Використання потокового варіанту проганняння при моделюванні ГПШ дозволяє одночасно знаходити профілі метеорологічних величин, гідрофізичних параметрів та їх вертикальні турбулентні потоки з достатньо високою точністю.

П. 1.5 присвячений теорії подібності для приземного (приводного) шару (Монін-Обухов) та екмановського пограничного шару (Казанський-Монін). Згідно з теорією подібності Моніна-Обухова, турбулентний режим горизонтально-однородного приводного або приземного шару повітря повністю визначається динамічною швидкістю, параметром плавучості, нормованими потоками тепла та вологи. Наслідком цієї теорії є формули для вертикальних градієнтів середньої швидкості, температури та масової частки водяного пару, які виражаються відповідно через потоки імпульсу, тепла, вологи, а також універсальні функції безрозмірного аргументу.

В розділі 2 "Структура атмосферного пограничного шару в умовах горизонтальної неоднорідності при різних термодинамічних ситуаціях" досліджені термічні, циркуляційні та дифузійні процеси для широкого набору зовнішніх впливів. Моделювання структури АПШ поступово ускладнюється шляхом переходу від одновимірних стаціонарних до тривимірних нестационарних моделей.

У п. 2.1 сформульована та розв'язана задача моделювання баро-

клинного атмосферного пограничного шару з використанням узагальненої формули Кармана для характерного розміру вихорів ("b-i" замикання). Припускається, що в АПШ повітря не досягає стану насичення, горизонтальні грати тиску лінійно змінюється з висотами, тобто горизонтальний градієнт температури є постійним. Модель побудована для атмосферних процесів синоптичного масштабу (просторовий масштаб 500-1000 км, часовий - 12-24 г). Оцінювання членів рівнянь руху та балансу кінетичної енергії турбулентності показало, що в цьому випадку можливо використання стаціонарних одновимірних рівнянь, у яких невідомі функції залежать лише від вертикальної координати  $z$ . При прийнятих обмеженнях неможливо скористуватися рівнянням прильву тепла. Тому для вертикального градієнта потенціальної температури  $\theta$  задється апроксимаційний профіль

$$\frac{d\theta}{dz} = - \frac{Q_0}{\rho c_p \alpha x_1 v_* z} + (\gamma_a - \gamma_n) \left[ \frac{z}{H} \right].$$

де  $Q_0$  - приземне значення турбулентного потоку тепла  $Q$ ,  $\gamma_a$  и  $\gamma_n$  - сухоадіабатичний та фактичний біля верхньої межі АПШ  $H$  вертикальні градієнти температури,  $\alpha$  - постійна Кармана,  $c_p$  - теплоємність повітря при постійному тиску.

З метою зменшення кількості вихідних параметрів та знаходження універсальних залежностей для усіх змінних запроваджуються масштаби, вихідна система рівнянь зводиться до безрозмірного виду і записується у потоках. При такій постановці одержані універсальні профілі основних характеристик турбулентності АПШ, геострофічний коефіцієнт терт  $\chi = v_* / (\alpha V_{g0})$  та кут  $\alpha$  відхилення приземного вітру від геострофічного  $V_{g0}$  у залежності від внутрішнього параметр стратифікації  $\mu_0$ , верхнього параметру стратифікації  $\nu$ , комбінацій  $\Gamma_x, \Gamma_y$ , що параметризують барокліність, і числа Россбі  $Ro$ :

$$\mu_0 = \frac{\alpha^2 g Q_0}{f \rho c_p T v_*^2}, \quad \nu = \alpha_r \frac{\alpha^2 (\gamma_a - \gamma_n) g}{f^2 T},$$

$$\Gamma_x = \frac{\alpha^2 g}{f^2 T} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad \Gamma_y = \frac{\alpha^2 g}{f^2 T} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad Ro = \frac{V_{g0}}{f z_0}.$$

Внаслідок проведення чисельних експериментів виявлено, що профілі безрозмірного коефіцієнту турбулентності  $k_n = (fk) / (\alpha^2 v_*^2)$ , його максимальне значення  $(k_n)_{max}$  помітно залежать від параметру  $\nu$ . Так для баротропного випадку та об'їдуже стратифікованого АПШ при зміні  $\nu$  від 300 до 1500  $(k_n)_{max}$  зменшується від 0,056 до 0,032, а безрозмірна висота  $z_n = (fz) / (\alpha v_*)$ , на якій

відмічаються ці значення, знижується від 0,11 до 0,06. Ефекти барокліності істотно впливають на вид і значення функції  $k_n(z_n)$ . Вже при  $\Gamma_x = \Gamma_y = +10$ , що для середніх широт відповідає горизонтальному градієнту температури, приблизно рівному  $2^\circ\text{C}/100$  км, профіль  $k_n$  надто відрізняється від профілю  $k_n$  при  $\Gamma_x = \Gamma_y = 0$ . Наведена залежність коефіцієнту  $k_n(z_n)$  при  $\mu_0 = 0$ ,  $\nu = 8000$ ,  $\Gamma_x = \Gamma_y = 20$ , що для широти  $10^\circ$  відповідає вертикальному градієнту температури  $\gamma_{\text{н}} = 0,4^\circ\text{C}/100$  м і горизонтальному градієнту температури  $0,3^\circ\text{C}/100$  км, ілюструє той факт, що даже малий горизонтальний градієнт температури у тропічній зоні суттєво відбивається на профілі та величині  $k_n$ . Вид профілю коефіцієнту турбулентності стає досить складним, з двома максимумами, і суттєво відрізняється від баротропного випадку. Показана необхідність старанного урахування мінливості температури у горизонтальному та вертикальному напрямках при побудові моделі атмосферного пограничного шару.

У п. 2.2 запропоновано удосконалення моделі атмосферного пограничного шару шляхом відмовлення від використання формули Кармана для характерного розміру вихорів та виключення, поряд з рівнянням балансу енергії турбулентності  $b$ , рівняння швидкості її дисипації  $\epsilon$ . Як і у п. 2.1, структура АПШ вивчається у рамках одновимірної стаціонарної моделі. З метою вибору оптимальних значень констант у рівняннях балансу та дисипації із достатньо широкого діапазону величин, що одержані різними авторами; виконані чисельні експерименти за даними досліджень на метеорологічній щоглі Інституту експериментальної метеорології (г. Обнинськ). Розрахунки виконувались для шести градаций швидкості вітру на рівні 301 м. Для кожної градации та фіксованого набору констант знехотділась різниця між розрахованою та виміряною швидкістю вітру на дев'яти рівнях вимірювань у шарі 0-301 м та середнє квадратичне відхилення у всьому шарі  $\sigma$ . Аналіз одержаних результатів дозволяє вибрати такий набір констант для рівнянь  $b$  та  $\epsilon$ , при якому величина  $\sigma$  мінімальна. Відзначено, що погіршість рахунку швидкості вітру за "b-ε" моделлю більша, ніж за удосконаленою "b-ε" моделлю ( $\sigma$  дорівнює відповідно 1,36 та 1,15 м/с). Наведена залежність геострофічного коефіцієнту торця  $\chi$  та кута  $\alpha$  повного повороту вітру у баротропному АПШ від  $\lg R_0$  для деяких значень параметрів стратифікації  $\mu_0$  та  $\nu$ .

У п. 2.3 зроблена верифікація "b-ε" моделі АПШ. Порівняні профілі модулю і складових швидкості вітру, що одержані за резу-

льтатами розрахунків та узагальненими експериментальними даними. Розбіжність розрахункових та узагальнених натурних спостережень не перебільшує середньквдратичні відхилення у експериментальних даних, які складають 20-25% порівняних величин. Перевірков охоплені всі види термічної стратифікації і адвекції з швидкістю геострофічного вітру до 20 м/с. Найкраще погодження розрахованих та вимірних величин одержано для байдужої стратифікації та безадвективних умов, й найбільші помилки відзначені при стійкій стратифікації, особливо при наявності інверсії температури. У вертикальному профілі швидкості вітру максимальні погрішності допущені при розрахунку його приземних значень. Середні помилка розрахунку модуль вітру не перевищують 1,0 м/с, напрямку -  $10^\circ$ , максимальні відповідно 2,0 м/с та  $16^\circ$ . Таким чином, модель з достатньою точністю відтворює внутрішню структуру АПШ для широкого діапазону термодинамічних умов.

У п. 2.4 моделюється пограничний шар, сформований над великим містом та приміською зоною. Розв'язується тривимірна нестационарна задача пограничного шару. Використовується напівімплицитна схема інтегрування за часом. Виявлена чутливість моделі до так званих "островів тепла та шорсткості", що імітують вплив міської забудови на внутрішню структуру АПШ. Місто зображено областю  $40 \times 40 \text{ км}^2$  у центрі району  $100 \times 140 \text{ км}^2$ , крок у просторі дорівнює 10 км, за часом - 60 с. У "міських" вузлах шорсткість 1,2 м, у приміських - 0,2 м. На висоті психрометричної будки температура у місті на 3 К вище, ніж у пригороді. На рівні  $H$  задані ведучий потік 20 м/с та постійне значення температури. За результатами модельних розрахунків добре простежується вплив міської забудови на структуру повітряного потоку. На висоті 10 м швидкість вітру  $V_{10}$  у місті дорівнює 4,3, у пригороді - 6,7 м/с, що узгоджується з експериментальними даними. Динамічна швидкість у місті (0,82 м/с) на 25% більша, ніж у пригороді. Коефіцієнт вертикального турбулентного обміну  $k(z)$  у центрі міста досягає максимального значення  $19 \text{ м}^2/\text{с}$  на висоті 200 м, що у два рази більше, ніж  $k_{\text{max}}$  у приміській зоні. Слід міста виявляється у зменшенні  $V_{10}$  та невеликому збільшенні  $k$  у підвітряній приміській зоні у порівнянні з навітряним районом. У вертикальному напрямку динамічний та термічний вплив міста спостерігається до висоти 1000 м.

У п. 2.5 для дослідження реакції пограничного шару атмосфери на динамічні та термічні неоднорідності підстилячої поверхні мо-

делється процесі у нестационарному бароклінному АПШ з найбільш повним описом вертикального та горизонтального турбулентного обміну. Як вихідна інформація використовуються результати об'єктивного аналізу метеорологічних полів поблизу підстилаючої поверхні та на рівні 1500 м. Область аналізу на горизонтальній площині має 9х15 вузлів з кроком 15 км, крок часу - 60 с. Імітується три види підстилаючої поверхні (море, міська забудова та пригород) у вигляді смуг з різною шерсткістю  $z_0$  і приземною температурою  $T_0$ . У вузлах, розташованих у прибережній та пригородній зонах,  $z_0=25$  см, у межах міської забудови шерсткість поступово змінюється від 50 см на околиці до 100 см у центрі. У "морській" вузлах  $z_0$  розраховується за формулою Чернока. Температура над морем постійна -  $20^\circ$ , над сушею з заходу на схід поступово зростає до  $27^\circ$  у центрі міста, а потім зменшується і у пригороді -  $25^\circ$ . Температура на верхній межі  $H$  постійна -  $15^\circ$ .

Як приклад розглянемо характеристики АПШ при направленні потоку з моря на сушу. Під час переходу потоку з моря на сушу приблизно на порядок збільшується величина  $u_*$ . Вертикальний турбулентний потік тепла над морем близький до нуля, а у прибережній зоні, де розвивається нестійка стратифікація, потік позитивний ( $Q_0=12$  Вт/м<sup>2</sup>). Максимальне значення  $Q_0=30$  Вт/м<sup>2</sup> відзначається у внутрішній частині міської забудови, де досить велика шерсткість поєднується з інтенсивною адвекцією холоду. Після перевалювання потоком центру міста в умовах адвекції тепла та стійкої стратифікації формується негативний потік тепла. Швидкість приземного вітру постійна над морем (біля 10 м/с), у прибережній смузі зростає до 11 м/с, а потім по мірі руху повітря над сушею,  $V_0$  зменшується і досягає мінімуму у центрі міста (3,5 м/с). При цьому кут відхилення  $\alpha$  збільшується у два рази - від 14-15 до 29-30°. По мірі переміщення з моря на сушу інтенсивність вертикального турбулентного обміну зростає і  $k$  досягає максимального значення у центрі міста (29 м<sup>2</sup>/с). Над морем  $k_{max}$  лише 1 м<sup>2</sup>/с. Чітко простежується витягування по потоку зони інтенсивного турбулентного перемішування.

У п. 2.6. за допомогою тривимірної нестационарної моделі одержані кількісні параметри циркуляційно-турбулентної структури АПШ над Україною для шести типових синоптичних ситуацій. Проаналізована структура АПШ за приземними та висотними (850 гПа) термобаричними полями для 14 жовтня 1986 р., 03. I (стаціонарний антициклон), 25 січня 1987 р., 15 г (південна периферія циклону)

1.23 травня 1987 р., 03 г (стаціонарний циклон). В результаті одержані детальні відомості про просторово-часовий розподіл метеорологічних величин і характеристик турбулентності над Україною. Відзначається добра погодженість розрахованих та спостережених величин. Отримані дані про упорядковане перенесення та турбулентне перемішування над Україною використані у задачі трансграничного перенесення (см. п. 7.4).

Розділ 3 "Вертикальна структура океанського (морського) пограничного шару" є важливим етапом у розробці моделей взаємодії пограничних шарів океану та атмосфери.

У п. 3.1 наведені і проаналізовані модельні розрахунки вектору швидкості дрейфової течії та характеристик турбулентності у верхньому стометровому шарі океану. Застосована одновимірна стаціонарна модель з "b-l" замкненням вихідної системи рівнянь гідротермодинаміки. Ефекти бароклічності урахувуться параметрично. Для розрахунків використовується стандартна океанографічна інформація. Розрахункові і вимірені модулі вектору швидкості течії відрізняються не більше, ніж на 10%. Напрямок течії відтворюється з меншою точністю, помилка досягає 30°. Одержана достатньо складна залежність коефіцієнту вертикального турбулентного обміну  $k(z)$  від вертикальної координати. Проаналізовані для ОПШ кількісні співвідношення членів рівняння балансу енергії турбулентності.

У п. 3.2 наданий опис вертикальної структури верхнього баротропного стаціонарного ОПШ у рамках "b-e" моделі у залежності від висливи атмосфери і ефектів хвильового шару, які уреховані параметрично. Через завдання верхньої граничної умови описані: розподіл потоку імпульсу, що створений приводним вітром, на формування поверхневих хвиль та дрейфових течій; додатковий потік турбулентної енергії з поверхні у глибину океану, обумовлений обрушуванням вітрових хвиль; залежність дисипації турбулентних вихорів від параметрів хвилювання (висота, довжина та фазова швидкість хвиль). Виконаний великий обсяг чисельних експериментів. Зигляд профілей коефіцієнту  $k$  і енергії  $b$  при малих глибинах з слабо залежать від того, яка частина потоку імпульсу, що спостерігається у приводному шарі атмосфери, витрачається на формування дрейфових течій. Це пояснюється тим, що основним механізмом продукції турбулентної енергії у верхній частині ОПШ є дифузія турбулентної енергії з хвильової зони, де відбувається руйнування вітрових хвиль. Максимум  $k$  відмічається поблизу повер-

хвілі океану. Якщо не спостерігається обрушування гравітаційних хвиль, то у цьому випадку величина і вигляд профілів  $k$  та  $b$  значно відрізняються від відповідних значень, розрахованих при умові обрушування вітрових хвиль. Спостерігається лінійне збільшення  $k$  із зростанням  $z$ , досягнення максимуму і потім швидко зменшення з глибиною. Ефект обрушування хвиль зменшує швидкість течії.

У п.3.3 показано можливість застосування до шельфового пограничного шару (ШПС) моря тривимірної нестационарної моделі ГПШ з використанням "b-ε" змикання. Характерною особливістю шельфової зони моря є те, що в ній пограничні шари розвиваються зверху при взаємодії з атмосферою та знизу при обтіканні потоком нерівностей дна. У моделі описується шляхом задання відповідних граничних умов вплив атмосфери, дна та берегу на просторово-часову структуру моря, що найбільшою мірою відображає реальні гідрофізичні умови ШПС. Для зконструйованої моделі ШПС зовнішніми параметрами є швидкість вітру  $W$ , широта місцевості  $\varphi$ , глибина моря  $H$ , параметр шорсткості морського дна  $z_0$ . Внаслідок розв'язання задачі знаходимо вертикальні профілі вектору швидкості течії та характеристик турбулентності. Залежності швидкості  $V_0(W, H)$  та напрямку  $\psi(W, H)$  течії наведені у вигляді таблиць. З наближенням до берега швидкість течії і кут  $\psi$  зменшуються. Одержані кількісні характеристики ШПС використовуються у екологічних розрахунках (см. п. 7.6).

У п. 3.4 особливої інтерес викликає порівняння модельних розрахунків ОПШ з натурними даними таких важковимірних величин, як швидкість дисипації турбулентної енергії і коефіцієнт вертикального турбулентного обміну. Виконано порівняння середньої по перемішеному океанському шару 0-20 м швидкості дисипації  $\bar{\epsilon}$  з опублікованими експериментальними даними. В цілому спостерігається дуже добре погодження наших розрахунків з висновком про лінійний зріст  $\bar{\epsilon}$  при збільшенні швидкості вітру у діапазоні 4-11 м/с. Виконано також порівняння середніх коефіцієнтів вертикального турбулентного обміну  $\bar{K}$  у ОПШ, розрахованих за розробленою моделлю і отриманих у спеціально поставленому натурному експерименті. Розраховані за баротропної моделлю значення  $\bar{K}$  у декілька разів менше експериментально визначених. Після параметричного урахування в моделі ефектів барокліності розраховані та натурні дані  $\bar{K}$  виявились достатньо близькими. Таким чином, модель задовільно відтворює характеристики ОПШ.

Розділ 4 "Взаємодія пограничні шари атмосфери і океану як

єдина термодинамічна система" присвячений спільному моделюванню атмосферного і океанського пограничних шарів.

У п. 4.1 сформульована і розв'язана задача спільного моделювання структури взаємодіючих пограничних шарів атмосфери і океану. Побудована стаціонарна одновимірна модель взаємодії АПШ і ОПШ, у якій невідомі функції у обох середовищах - складові швидкості потоку  $u, v$ , коефіцієнт вертикального турбулентного обміну  $k$ , кінетична енергія турбулентності  $b$  і швидкість її дисипації  $\epsilon$  - залежать тільки від вертикальної координати  $z$ . Як зовнішні фактори, що формують термодинамічну систему АПШ-ОПШ, задаються метеорологічні величини на верхній межі АПШ і океанологічні параметри на нижній межі ОПШ. Припускається, що при пересіканні поверхні океану турбулентні потоки кількості руху і швидкість змінюються неперервно. Ідентично для атмосфери і океану вводяться характерні масштаби для усіх шуканих функцій, що дозволяє вихідну систему рівнянь гідротермодинаміки зобразити у безрозмірних змінних і внаслідок її розв'язання знайти універсальні профілі  $u, v, k, b, \epsilon$ . Важливо підкреслити, що динамічні та термічні характеристики двох середовищ є внутрішніми параметрами задачі і визначаються у процесі її розв'язання. Виявлено, що при зростанні швидкості геострофічного вітру над водною поверхнею кут  $\alpha$ , на відміну від суші, зростає, що підтверджено емпіричними даними.

У п. 4.2 розглядається урахування вітрових хвиль. Приймається, що при  $z > z_0$  для океану характерний масштаб вихорів і пропорціональний середній висоті хвиль  $h$ , тобто  $l = \lambda(z_0 + h)$ , а для атмосфери аналогічно пристіночній турбулентності  $l = \lambda z_0$ . Знайдено вираз для дисипації  $\epsilon$  у зоні контакту двох середовищ. За умовою неперервності турбулентних потоків імпульсу (з урахування витрат імпульсу на формування поверхневих хвиль) та швидкості отримані співвідношення для динамічної швидкості та кута відхилення вектору швидкості у обох середовищах поблизу межі розподілу вода-повітря. Досліджена залежність характеристик верхнього перемішаного шару океану від висоти хвиль. При відсутності хвилювання універсальні профілі характеристик АПШ і ОПШ не відрізняються, бо у цьому випадку граничні умови очікувані для атмосферної і океанської задач. При наявності хвилювання висота хвиль визначає положення максимуму функції  $k(z)$  у ОПШ. Знайдена критична величина безрозмірної висоти хвилі ( $h$  нормована на океанський екмановський масштаб довжини), при якій максимальне зне-

чення  $k_{\max}$  спостерігається на поверхні. Наведені розрахунки характеристик взаємодіючих АПШ і ОПШ за даними судна погоди.

У п. 4.3 застосована викладача у п. 4.1 гідродинамічна модель для розрахунку циркуляції, турбулентного обміну і характеристик взаємодії двох середовищ у Ньюфаундлендській енергоактивній зоні. Так як характерною особливістю позитропічних ЕАЗО є наявність великих горизонтальних градієнтів метеорологічних і гідрологічних величин, то урахування бароклінічних ефектів, передбачених у моделі, є істотним при оцінці внутрішньої структури взаємодіючих АПШ і ОПШ. Розрахунки виконані за даними стандартних спостережень у Ньюфаундлендській ЕАЗО у грудні 1982 р. у вузлах регулярної сітки  $3 \times 6$  точок з кроком біля 100 км. В результаті отримані вектори швидкості вітру, течії та тангенціальної напруги тертя, профілі коефіцієнту та інтенсивності турбулентності, а також характеристики взаємодії океану і атмосфери. Вигляд профілів і величина  $k$  істотно залежать від положення вибраної ділянки акваторії відносно гідрологічного фронту.

У п. 4.4 моделюється тривимірна структура взаємодіючих нестационарних пограничних шарів океану і атмосфери. АПШ і ОПШ неперервно обмінюються теплом, вологою і кількістю руху і, таким чином, уявляють єдину термодинамічну систему. Природно, що спільне моделювання структури взаємодіючих шарів більш адекватно природним процесам у порівнянні з роботами, у яких розглядається одношарова (атмосферна або океанська) задача. При цьому параметри термічної і динамічної взаємодії двох середовищ є внутрішніми характеристиками задачі. Задача розв'язується для усього об'єму, обмеженого зовнішніми межами атмосферного  $H_1$  і океанського  $H_2$  пограничних шарів, з заданням необхідних умов на рівнях  $H_1$  і  $H_2$ . Підсіточні процеси хвильового шару ураховуються параметрично. Згідно з теорією наближеної подібності Колмогорова дисипація визначається інтенсивністю турбулентності і характерним розміром вихору  $l$ . У тонких приповерхневих шарах атмосфери і океану інтенсивність турбулентності пропорційна квадрату динамічної швидкості  $u_*$ , а  $l$  - товщі шару, де відмічається максимальна величина дисипації. Для атмосфери товща цього шару близька до величини шорсткості океанської поверхні, що визначається формулою  $z_0 = \beta u_*^2 + m v_*^2 / g$ . Згідно з експериментальними даними товща океанського шару максимальної дисипації  $z_c = c_0 u_*^2 / g$  значно більше  $z_0$ , що визначає достатньо великі значення константи  $c_0 \approx 5 \cdot 10^3$ . Тут  $\nu$  - кінематичний коефіцієнт в'язкості повітря,  $\beta = 0.11$  і  $m = 0.02$ .

емпіричні константи. Таким чином, граничні умови мають вигляд (індекс  $i=1$  належить до атмосфери,  $i=2$  - до океану):

$$\text{при } z_1=0 \quad u_1=u_0, \quad v_1=v_0, \quad w_1=0, \quad T_1=T_0, \quad q_1=q_1(T_0, P_0),$$

$$\rho_2 k_2 \frac{\partial q_2}{\partial z_2} = -(E - Pr) q_2, \quad k_2 \frac{\partial b_2}{\partial z_2} = 0, \quad \varepsilon_2 = \frac{v_{*2}^3}{\alpha z_2}, \quad k_2 \frac{\partial b_2}{\partial z_2} = -c_2 v_{*2}^3, \quad \varepsilon_2 = \frac{g u_{*2}}{\alpha x_2};$$

$$\text{при } z_1=H_1 \quad u_1=u_{g1}, \quad v_1=v_{g1}, \quad w_1=0, \quad T_1=T_{H1}, \quad q_1=q_{H1}, \quad k_1 \frac{\partial b_1}{\partial z_1} = 0, \quad k_1 \frac{\partial \varepsilon_1}{\partial z_1} = 0,$$

де  $E$  - випарювання;  $Pr$  - опади, які розраховуються за вертикальною швидкістю, температурою та вологістю на верхній межі АПШ;  $c_2$  - емпірична константа. Зверху постановку задачі алгоритм визначення  $u_0, v_0, v_{*1}, v_{*2}$  на підставі умов "зклеїти" рішень атмосферної та океанської задач (див. пп. 3.2 та 4.1). Задача розв'язується у двох варіантах: температура підстилаючої поверхні  $T_0$  задане або є внутрішнім параметром задачі. В останньому випадку  $T_0$  відшукується із рівняння теплового балансу поверхні океану.

Наведений приклад модельного розрахунку циркуляційних, термічних та турбулентних характеристик АПШ і ОПШ за заданими умовами на зовнішніх межах. На ізобаричній поверхні 850 гПа задані поля геопотенціалу (циклон та слабковиражений гребінь) і температури повітря (ізотерми співпадають із паралелями). Перепади  $T_0 - T_{H1}$  і  $T_0 - T_{H2}$  складають відповідно 7 і 4 К. На рівні  $H_2 = 100$  м, швидкість незбуреного потоку дорівнює нулю. Вологість у атмосфері відновлюється за температурою повітря, а солоність у океані не змінюється з глибиною. Область аналізу поєднана з широтно-довготися сіткою, з просторовим кроком  $2,5^\circ$ . На вертикальній осі вибрано 108 і 37 вузлів відповідно у АПШ та ОПШ. У результаті одержаний повний набір внутрішніх характеристик пограничних шарів атмосфери та океану. Так наприклад, відношення швидкостей вітру на висоті 10 м і геострофічного складає 0,6-0,7, а кут відхилення дорівнює  $15-20^\circ$ . Швидкість поверхневої течії змінюється від 15 до 30 см/с і відхиляється праворуч від напрямку приводного вітру на кут близько  $20^\circ$ . Розподіл дотичної напруги тертя та віртуального потоку тепла на межі розходілу океан-атмосфера відповідає відомим уявленням про розподіл цих характеристик у різних частинах атмосферних баричних утворень.

У розділі 5 "Теплова та динамічна взаємодія океану і атмосфери у різних географічних зонах" зивчаються мезомасштабні процеси взаємодії у енергоактивних зонах Атлантичного океану за даними

спостережень науково-дослідних суден погоди (НДСП).

У п. 5.1 викладені заспособи визначення турбулентних і радіаційних потоків на межі розподілу воде-повітря. Засіб розрахунку потоків кількості руху, тепла і вологи над морем за даними стандартних судових вимірювань заснований на теорії подібності Моніна-Обухова для приводного шару повітря з використанням універсальних функцій Бузінгера. Ефективне випромінювання поверхні океану знаходиться за температурою води та повітря, балам загальної та нижньої шкертності з використанням емпіричних формул. Сонячна радіація (сумарна, відображена) визначається інструментально.

У п. 5.2 одержані нові, детальні, відомості про просторово-часовий розподіл складових теплового балансу океану з урахуванням положення внутритропічної зони конвергенції (ВЗК) — неодмінної ланки циркуляції атмосфери у тропічних широтах. Установлені загальні для усіх сезонів року закономірності у широтному ході зовнішнього теплового балансу  $T$ . Досить чітко прослідковуються три смуги знижених значень  $T$ : ВЗК у північній та південній півкулі та область, де спостерігається ослаблення прямої сонячної радіації аерозолями (смуга  $10-20^\circ$  півн.ш.). Одночасно відмічені три зони відносно підвищених значень  $T$ : поблизу екватору та паралелей  $12$  і  $25^\circ$  півн.ш. Так як викладені закономірності отримані за середньодобовими потоками тепла, додатково описується внутрішньодобова мінливість членів рівняння теплового балансу.

У п. 5.3 досліджується теплова та динамічна взаємодія океану та атмосфери у Ньюфаундлендській енергетичній зоні (ЕАЗО) за даними НДСП. Субполярний гідрологічний фронт, що розташований у ЕАЗО і розподіляє водні маси з суттєво різними термодинамічними властивостями, одночасно є межею районів, у яких кількісні характеристики взаємодії двох середовищ значно відрізняються. Так, наприклад, при переході від холодної до теплої водної маси у осінньо-зимовий період віртуальний потік тепла збільшується у два рази. Проаналізовані особливості взаємодії двох середовищ у різних синоптичних ситуаціях. При циклонічній циркуляції поглинене океаном короткохвильова радіація  $S$  у  $1,5-2$  рази менше, а  $Q+LE$  у  $5-10$  разів більше, ніж у антициклоні. Ньюфаундлендська ЕАЗО є районом з високим повторенням штормів, під час яких, поряд із звичайним перенесенням тепла, вологи та імпульсу, великий внесок у процеси тепломасообміну вносять водні бризки, які заповнюють приводний шар атмосфери. Цей ефект ураховується при розрахунку

$Q_{+LE}$  і т. Оцінена роль штормів у формуванні процесів взаємодії двох середовищ.

У п. 5.4 оцінені параметри взаємодії вода-повітря у південно-східному районі Північної Атлантики, яка є пасатною зоною. Розраховані нами турбулентні потоки явного і захованого тепла порівнюються з даними Атласу Морського гідрофізичного інституту (автор Н.А.Тимофеев). Синоптична мінливість радіаційного  $R$  та зовнішнього теплового балансу  $T$  аналізується у тісному зв'язку з метеорологічними умовами. Із аналізу річного ходу складових теплового балансу виходить, що  $T > 0$  з березня по вересень, коли відбувається прогрівання верхнього шару океану. Добре виявлені максимуми  $R$  і  $T$  спостерігаються у червні. Середні річні значення  $R$  і  $Q_{+LE}$ , які дорівнюють відповідно  $159$  і  $148$  Вт/м<sup>2</sup>, формують потік тепла  $T = 11$  Вт/м<sup>2</sup>. Акваторія, що розглянута, з березня по вересень одержує більше тепла, ніж віддає його в інші місяці, тобто у середньому за рік є зоною накопичення тепла.

Розділ 6 "Великомасштабна взаємодія у системі океан-атмосфера у зв'язку з атмосферною та океанічною циркуляцією".

У п. 6.1 головна увага приділяється енерго- і масообміну океану та атмосфери у зоні теплих течій Північної Атлантики. Роль Гольфстріму в інтенсифікації процесів взаємодії океану та атмосфери чітко виявляється, якщо порівняти, наприклад, січну сумарну тепловіддачу океану  $Q_{+LE}$  у розглядаємій зоні ( $1846$  МДж/м<sup>2</sup>) та у районі корабля погоди "Е" ( $758$  МДж/м<sup>2</sup>), координати якого  $35^{\circ}$  півн.ш.,  $48^{\circ}$  з.д. У січні з одиниці площі у зоні Гольфстріму океан віддає атмосфері у 2,5 рази більше явного та захованого тепла, ніж на тій же площі, але у більш східних районах.

У п. 6.2 наочно ілюструється зв'язок тепловіддачі океану з глибиною ісландського мінімуму - головного центру дії атмосфери у Північній Атлантиці. При поглибленні ісландської депресії, яке звичайно супроводжується зміщенням її центру до південного заходу, посилюється винесення холодного повітря з півночі. При його надходженні на теплу поверхню океану відбувається збільшення різниці температур вода-повітря та швидкості вітру, а отже і  $Q_{+LE}$ . Підвищення тиску  $p_0$  призводить до ослаблення адвекції холодного повітря і, у кінцевому підсумку, до зменшення  $Q_{+LE}$ . Зона найбільш тісного зв'язку  $Q_{+LE}$  з  $p_0$  витягнута вздовж теплих течій Північної Атлантики.

У п. 6.3 формування термічного режиму та радіаційних характеристик Північної Атлантики розглядається як результат макромас-

штабної взаємодії океану і атмосфери. Наведені значення коефіцієнту кореляції  $r$  між аномалією поглиненої радіації і аномалією температури поверхні води за кораблями погоди. Найбільша величина  $r=0,42$  отримана для східної частини океану, яка є динамічно мало активною. Досліджується просторово-часова статистична структура поля температури води у межах діяльного шару океану.

У п. 6.4 підтверджена гіпотеза про механізм двостороннього взаємозв'язку океан-атмосфера, що включає як важливу ланку квазидворічну циклічність вітру у екваторіальній стратосфері. Формування температурних аномалій дуже залежить від географічного положення досліджуємого району океану. Так, наприклад, для кораблів погоди "К" і "D" удалося виявити досить надійний зв'язок вітру у екваторіальній стратосфері  $U$  з аномалією температури води  $\Delta t_w$  і повітря  $\Delta t_a$ . Її наявність пояснюється відомими фізичними міркуваннями і пов'язано з міграцією азорського антициклону. За даними корабля "К" спостерігається порівняно висока кореляція  $U$  з  $\Delta t_w$  та  $\Delta t_a$  ( $r=0,58$ ).

У п. 6.5 порівнюються параметри динамічної взаємодії, які розраховані за методами Г.О. Ін-ту водних проблем Російської АН та автора. Інформація про тангенціальну напругу тартя, яка створюється приводним вітром, використовується у моделях загальної циркуляції атмосфери, а також у задачах динаміки океану як верхня гранична умова. Обґрунтовується, що при чисельному моделюванні великомасштабних атмосферних та океанічних процесів параметризацій механізму взаємодії двох середовищ потрібно виконувати на базі теорії геофізичного пограничного шару.

У п. 6.6 перспектива створення інформативної бази даних з проблеми взаємодії океану та атмосфери розглядається у зв'язку з проблемами осереднення гідрометеорологічних величин. Показана можливість перенесення на акваторію океану методів осереднення, розроблених для сухопутної мережі станцій і заснованих на відомостях про статистичну структуру поля. Як приклад розраховані висові множники та точність визначення середніх аномалій турбулентних потоків тепла, вологи та кількості руху на акваторії 500x500 км<sup>2</sup> у Ньюфаундлендській Базі. За допомогою розробленої методики можна відфільтрувати дрібномасштабні коливання аналізованих параметрів і одержати інтегральні характеристики.

У розділі 7 "Застосування теорії геофізичного пограничного шару до рішення прикладних задач" здійснено рішення широкого кола прикладних задач.

У п. 7.1 задача параметризації бароклиного атмосферного пограничного шару зводиться до розробки методики розрахунку вертикальних профілів параметрів АПШ за заданими зовнішніми легко вимірюваними величинами. Через те, що параметр стратифікації  $\mu_0$  значно залежить від характеристик АПШ і не може бути визначеним за даними стандартних спостережень, він виражається зовнішнім (інтегральним) параметром стратифікації  $S = g\delta\theta / (\sqrt{v_0} \theta_0)$ , де  $\delta\theta = \theta_n - \theta_0$  - різниця потенціальних температур на верхній та нижній межах АПШ. Для цього вивагується у межах АПШ апроксимаційна формула для  $\delta\theta/dz$ , яка наведена у п. 2.1. Наведений алгоритм розрахунку характеристик турбулентного бароклиного АПШ за синоптичними параметрами. Методика параметризації АПШ, що опрацьована, влючає до напісферичної прогностичної моделі Російського гідрометцентру, що покращило справдужуваність прогнозів.

У п. 7.2 розраховується вектор приземного вітру за синоптичними параметрами. За даними об'єктивного аналізу для сітки з кроком 100-150 км полів тиску та температура розраховуються безрозмірні комбінації  $S, R_0, v, \Gamma, \Gamma_0$ . За цими параметрами відновлюється внутрішня структура АПШ і визначається приземний вектор вітру над територією, що містить Європу та Західний Сибір. Порівняння об'єктивного і синоптичного аналізу поля вітру свідчать про близькість конфігурації ізотак, місця розташування та інтенсивності осередків для обох методів аналізу. Описаний засіб побудови номограм для визначення швидкості і напрямку вітру біля поверхні землі за значеннями  $V_0$  і  $\delta\theta$  при фіксованих значеннях широти та параметру шерсткості  $Z_0$ . Наведені результати розрахунку швидкості приводячого вітру.

У п. 7.3 пропонуються два засоби визначення фрикційних вертикальних рухів (ФВР). Перший заснований на розрахунку завихреності вектору приземної тангенціальної напруги тертя  $\tau$ , складові якого знаходяться за розробленими моделями АПШ із мінімальними параметрами турбулентності. Другий спрощений метод пов'язаний з використанням теорії екмановського пограничного шару при припущенні постійності по вертикалі коефіцієнту турбулентності  $K$ , що залежить від зовнішніх факторів. Суттєво уточнюється відома формула Дріджака для розрахунку ФВР. Як приклад, використовувачи приземну карту тиску і АТ-650, розраховані ФВР на верхній границі АПШ для території Європи та східних районів Північної Атлантики. Після ФВР, що отримане з припущенням залежності  $K$  від зовнішніх факторів, є більш згладженим у порівнянні з полем ФВР, розрахо-

ваним за формулою Дюбіка ( $k=10 \text{ м}^2/\text{с}$ ). Порівняні результати розрахунку ФБР за методикою АПШ через завихреність вектору  $\vec{\tau}$  і за формулою Дюбіка для різних синоптичних ситуацій. Низхідні струмені, що розраховані за запропонованою методикою, зустрічаються під час випадання опадів у 2,5 рази рідше, ніж розраховані за формулою Дюбіка. Факт випадання опадів при низхідних струменах відмічається тільки у 10% випадків, у той час як за Дюбіком це повторювання у три рази більше (29%). Таким чином, методика розрахунку ФБР на базі гідродинамічної моделі АПШ, що запропонована, дозволяє більш реалістично відтворювати поля ФБР.

У п. 7.4 моделюється трансграничний перенос забруднюючих речовин у нижній частині атмосфери. Тривимірна нестационарна модель АПШ реалізується на двох вкладених просторових решітках, одна з яких охоплює східні райони Атлантики, Європу та Західний Сибір, друга - територію України. У вузлах зазначених просторових решіток розраховані модуль та напрямок вектору вітру, коефіцієнт турбулентності на різних висотах з кроками по горизонталі  $2,5^\circ$  для великого регіону і  $0,5^\circ$  для України. Такий підхід дозволяє деталізувати і формувати про турбулентно-циркуляційний режим для досліджуваної території. На основі отриманої модельної інформації будуються траєкторії повітряних частинок, що визначають перенесення забруднюючих речовин на Україну із сусідніх держав. Наводиться приклад.

У п. 7.5 викладений алгоритм розрахунку параметрів взаємодії океану і атмосфери, які можуть бути використані як верхні граничні умови у задачах динаміки океану (моря). Перевага такого підходу полягає у тому, що він ураховує не тільки вплив атмосфери на океан, але й вплив океану на атмосферу. Аналіз результатів чисельних експериментів показав, що інтегральні характеристики АПШ в основному залежать від двох-трьох зовнішніх параметрів. Наведені у вигляді поліномів 2-го ступеня залежності  $\mu_0(\nu, S)$ ,  $\chi(\mu_0, R)$ ,  $\alpha(\mu_0, R)$  і  $H_n(\mu_0, \nu)$ , де  $R$  - аналог числа Россбі. Дані про  $\mu_0$ ,  $\chi$ ,  $\alpha$  і  $H_n$  використовуються для визначення вектору дотичної напруги тертя, турбулентного потоку тепла на границі вода-повітря і складових повних потоків у межах ОПШ.

У п. 7.6 наведено обґрунтування і показана можливість використання моделі шельфової зони моря для розрахунку швидкості дрейфових течій у північно-західному районі Чорного моря. Розраховані поля течій використовуються для оцінки перенесення центра веги плями домішки під впливом вітрового дрейфу.

Розроблений чисельний засіб побудови траєкторій водних об'ємів, реалізований для Одеської затоки. Наведені карти траєкторій плям домішок від центру Одеського звалища ґрунту та берегових джерел забруднення для різних гідрометеорологічних умов. Отримані результати можливо використовувати для нормування скидів у море в залежності від складених та очікуваних гідрофізичних умов. Важливим практичним застосуванням моделі ШПШ є використання модельних оцінок циркуляції вод та турбулентного обміну при розрахунку гранично припустимих скидів (ГПС) речовин із стічними водами у прибережну зону моря. Як оперативний метод розрахунків швидкості  $V_0$  та напрямку  $\phi$  поверхневої течії і середнього у ШПШ коефіцієнту вертикального турбулентного обміну запропонована апроксимація залежностей  $V_0(W, H)$ ,  $\phi(W, H)$  та  $\bar{K}(W, H)$  поліномами другого ступеня (для  $\varphi = 46^\circ$  півч.ш.,  $z_0 = 0,1$  см). Тут  $W$  – швидкість вітру,  $H$  – глибина моря. Отримані співвідношення для  $V_0$ ,  $\phi$  та  $\bar{K}$  внесені до нової редакції Методики розрахунку ГПС речовин у водні об'єкти (Харків, УкрНЦОВ, 1994 р.). Надані рекомендації використання теорії ШПШ при розробці водоохоронних заходів, виборі схеми відведення промислових і побутових стоків та вирішенні інших екологічних задач.

У висновку перелічені основні отримані результати:

1. Розроблена тривимірною нестационарна модель геофізичного пограничного шару у рамках К-теорії турбулентності з використанням "b-ε" замикання вихідної системи рівнянь гідротермодинаміки. На базі теорії ГПШ сконструйована ієрархія моделей атмосферного та океанського пограничних шарів.

2. Запропонований єдиний методологічний підхід до опису циркуляційно-турбулентних процесів у атмосфері та океану, що дозволило виконати моделювання взаємодіючих АПШ та ОПШ як єдиної термодинамічної системи, що формується під впливом вільної атмосфери та глибинних шарів океану. При цьому параметрично ураховані ефекти хвильового шару.

3. Отримані нові детальні відомості про просторово-часовий розподіл у Північній Атлантиці параметрів теплової та динамічної взаємодії вода-повітря для мезо- і макромасштабних процесів у зв'язку з атмосферною та океанічною циркуляцією.

4. Створений пакет методик, які засновані на застосуванні моделі геофізичного пограничного шару до рішення різних прикладних задач. Отримані результати знайшли застосування у чисельних метеорологічних та морських прогнозах, практичній роботі по

гідрометеорологічному обслуговуванню різних галузей господарства і екологічних розрахунках.

Таким чином, у дисертації розроблений новий науковий напрямок з проблеми моделювання структури атмосферного, океанського (морського) пограничних шарів та процесів їх взаємодії у різних географічних зонах, а також вирішений цикл прикладних задач для обслуговування народного господарства та охорони навколишнього природного середовища.

Основні положення дисертації опубліковані у таких наукових роботах:

1. Объективный анализ приземных полей метеоелементов для сетки с шагом 150 км//Труды Гидрометцентра СССР.- 1972.- Вып. 60.- С. 32-40.

2. О расчёте составляющих приземного ветра по синоптическим параметрам//Метеорология и гидрология.- 1972.- № 9.- С. 31-37 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

3. Оптимальное согласование полей геопотенциала, температуры и точки росы изобарической поверхности 850 гПа с наземными данными//Труды Гидрометцентра СССР.- 1972.- Вып. 108.- С. 3-8 (у співавторстві з Т.А.Галаховою).

4. Оперативная схема объективного анализа приземных метеорологических полей на Северном полушарии для прямоугольной сетки с переменным шагом//Труды Гидрометцентра СССР.- 1974.- Вып. 123.- С. 37-47 (у співавторстві з А.Н.Багровим та інш.).

5. О расчёте вектора ветра в приводном слое атмосферы по синоптическим параметрам//Труды Гидрометцентра СССР.- 1974.- Вып. 129.- С. 105-112 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

6. Параметризация планетарного пограничного слоя в прогностических моделях//Труды Гидрометцентра СССР.- 1974.- Вып. 145.- С. 106-113 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

7. Метод определения вертикальных движений воздуха с учётом приземного трения //Труды Гидрометцентра СССР.- 1974.- Вып. 149.- С. 85-91 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

8. Пространственное распределение внешнего теплового баланса по данным экспедиции ТРОПЭК-72//Труды ГОИИ.- 1975.- Вып. 124.- С. 50-55.

9. Связь месячных аномалий температуры воды и воздуха Северной Атлантики с циркуляцией в экваториальной стратосфере//Метеорология и гидрология.- 1975.- № 11.- С. 22-27.

10. Оперативная методика контроля и объективного анализа

приземных метеорологических полей.- В сб.: Материалы Международного симпозиума социалистических стран. Т. 2.- М.: Гидрометеоиздат, 1975.- С. 73-85 (у співавторстві з А.Н.Вагровим та ін.).

11. Опыт расчёта фрикционных вертикальных движений воздуха//Труды Гидрометцентра СССР.- 1976.- Вып. 190.- С. 73-82.

12. Параметризация бароклинического планетарного пограничного слоя атмосферы//Труды Гидрометцентра СССР.- 1976.- Вып. 180.- С. 32-40 (у співавторстві з В.А.Шнайманом).

13. Суточный ход и временные корреляционные характеристики составляющих внешнего теплового баланса в экваториальной зоне Северной Атлантики//Труды ГОИИ.- 1976.- Вып. 131.- С. 86-94.

14. Распределение внешнего теплового баланса в тропической зоне Атлантического океана в связи с положением ВТЗК//Труды ГОИИ.- 1976.- Вып. 131.- С. 79-85 (у співавторстві з В.В.Белевич).

15. Структура бароклинического пограничного слоя атмосферы//Метеорология и гидрология.- 1977.- № 3.- С. 25-31 (у співавторстві з В.А.Шнайманом).

16. Внешний тепловой баланс Экваториальной Атлантики//Труды ГОИИ.- 1977.- Вып. 135.- С. 47-52 (у співавторстві з В.В.Белевич).

17. Определение турбулентных потоков тепла на границе океан-атмосфера с использованием данных радиозондирования//Труды ГОИИ.- 1977.- Вып. 138.- С. 114-122.

18. Вертикальные движения воздуха на верхней границе бароклинического планетарного пограничного слоя атмосферы//Труды Гидрометцентра СССР.- 1977.- Вып. 185.- С. 49-56.

19. Программа "БА.АНС" для расчёта внешнего теплового баланса и его составляющих по срочным данным (для поверхности океана).- В сб.: Автоматизация и машинная обработка гидрометеорологической информации. Вып. 3А(52).- Обнинск: Изд. ВНИИГМИ-МЦД, 1977.- С. 13.

20. Об определении границ внутритропической зоны конвергенции по концентрации радона//Метеорология и гидрология.- 1978.- № 2.- С. 37-41 (у співавторстві з В.І.Мединцем).

21. Влияние изменчивости составляющих теплового баланса на термический режим Северной Атлантики //Труды ГОИИ.- 1979.- Вып. 146.- С. 56-64.

22. Усовершенствованная модель планетарного пограничного

слоя атмосферы//Метеорология и гидрология.- 1979.- № 10.- С. 14-22 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

23. Статистические характеристики связи аномалий температуры воды, воздуха и поглощенной радиации в Северной Атлантике для различных временных масштабов//Труды ГОИИ.- 1979.- Вып. 150.- С. 96-102 (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).

24. Расчет ветра у поверхности моря в бароклинной модели взаимодействия атмосферы и океана//Труды Гидрометцентра СССР.- 1979.- Вып. 225.- С. 59-67.

25. Дрейфовые течения и турбулентный обмен в пограничном слое океана.- В сб.: Доклады второго симпозиума по океанографическим исследованиям в ТРОПЭКС-74.- М.: Гидрометеоиздат, 1980.- С. 22-32.

26. Методика количественной оценки крупномасштабного динамического взаимодействия планетарного пограничного слоя атмосферы с поверхностью океана//Труды ГОИИ.- 1981.- Вып. 156.- С. III-II8 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

27. Параметризация турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения для мезо- и макромасштабных процессов над океаном//Тезисы докладов Всесоюзной конференции "Исследование взаимодействия мезо- и макропроцессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии".- Алма-Ата, 1981.- С. 48.

28. Модель верхнего турбулентного слоя океана//Тезисы докладов Второго Всесоюзного съезда океанологов. Вып. I.- Севастополь, 1982.- С. 126-127.

29. Пространственно-временная статистическая структура крупномасштабных гидрологических полей//Труды ГОИИ.- 1983.- Вып. 164.- С. 67-73.

30. Математическая модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы//Труды ГОИИ.- 1983.- Вып. 170.- С. 3-16.

31. Моделирование взаимодействующих атмосферного и океанского пограничных слоев//Метеорология и гидрология.- 1984.- № 5.- С. 48-56 (у співавторстві з В.А.Шнайдманом).

32. Тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы в тропической зоне Атлантического океана.- В сб.: Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы.- М.: Гидрометеоиздат, 1984.- С. 168-172.

33. Изменчивость температуры воды для различных периодов осреднения//Труды ГОИИ.- 1984.- Вып. 175.- С. 77-83 (у співавторстві з Т.В.Маковозенко).

34. Параметризация турбулентных потоков над океаном для различных временных масштабов осреднения//Труды ГОИН.- 1984.- Вып. 175.- С. 83-93.
35. Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике по нетурным данным//Тезисы докладов III конференции по изучению Атлантического океана.- Калининград, 1985.- С. 7-9.
36. Теплообмен океана и атмосферы в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне в связи с термодинамикой вод и метеорологическими условиями.- Деп. во ВНИИГМИ-МЦД.- 1985.- № 337гм- Д85.- 37 с. (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).
37. Энерго-и массообмен океана и атмосферы в зоне теплых течений Северной Атлантики//Труды ГОИН.- 1985.- Вып. 173.- С. 47-60.
38. Теплообмен между океаном и атмосферой в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне//Труды ГОИН.- 1985.- Вып. 173.- С. 29-40 (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).
39. Гидрометеорологическая характеристика Ньюфаундлендской энергоактивной зоны//Итоги науки и техники. Серия "Атмосфера, океан, космос", т. 5.- М., 1985.- С. 63-93 (у співавторстві з С.І.Варановим та інш.).
40. Расчет составляющих теплового баланса поверхности океана по судовым данным.- В сб.: Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета. Вып. 4.- Обнинск: Изд. ВНИИГМИ-МЦД, 1986.- С. 14-15.
41. Моделирование верхнего турбулентного слоя в океане//Морской гидрофизический журнал.- 1986.- № 1.- С. 17-23 (у співавторстві з С.В.Швецом та інш.).
42. Математическое моделирование бароклинных пограничных слоев океана и атмосферы с учетом их взаимодействия в энергоактивных зонах//Итоги науки и техники. Серия "Атмосфера, океан, космос", т. 6.- М., 1986.- С. 262-268 (у співавторстві з В.А.Шнайманом).
43. Структура поля гидрологических характеристик Ньюфаундлендской энергоактивной зоны, их связь с теплообменом через поверхность и с адвекцией вод//Итоги науки и техники. Серия "Атмосфера, океан, космос", т. 6.- М., 1986.- С. 73-92 (у співавторстві з С.І.Варановим та інш.).
44. Тепловое взаимодействие океана и атмосферы в зоне западных пограничных течений Северной Атлантики//Итоги науки и техни-

ки. Серия "Атмосфера, океан, космос", т. 7.- 1986.- С. 287 (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).

45. Вклад штормов в перенос тепла, влаги и количества движения через поверхность океана в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне//Труды ГОИИ.- 1987.- Вып. 181.- С. 87-93.

46. Исследование взаимодействия океана и атмосферы по данным океанографических съёмок//Труды ГОИИ.- 1987.- Вып. 18.- С. 94-104 (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).

47. Моделирование взаимодействия океана и атмосферы с учётом эффектов волнового слоя//Тезисы докладов III съезда советских океанологов. Секция "Физика и химия океанов".- Л.: Гидрометеоиздат, 1987.- С. 238-239.

48. Взаимодействие океана и атмосферы при различных синоптических ситуациях//Итоги науки и техники. Серия "Атмосфера, океан, космос", т. 8.- М., 1987.- С. 207-212.

49. Пространственно-временная изменчивость энтальпии деятельного слоя Северной Атлантики//Труды ГОИИ.- 1988.- Вып. 192.- С. 25-32 (у співавторстві з Т.В.Маковозенко).

50. Энергообмен океана и атмосферы в области гидрологического фронта//Труды ГОИИ.- 1988.- Вып. 192.- С. 81-88 (у співавторстві з Н.Г.Шинкевич).

51. Осреднение по акватории гидрометеорологических элементов и параметров взаимодействия океана и атмосферы.- В сб.: Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование гидрофизических полей.- М.: Гидрометеоиздат, 1989.- С. 148-157.

52. Сопоставление экспериментальных данных с модельными расчётами структуры верхнего турбулентного слоя в океане.- В сб.: Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование гидрофизических полей.- М.: Гидрометеоиздат, 1989.- С. 215-218 (у співавторстві з С.В.Швецом).

53. Расчёт параметров взаимодействия океана и атмосферы применительно к океанологическому прогнозу//Труды ГОИИ.- 1989.- Вып. 178.- С. 81-95.

54. Вертикальный турбулентный обмен в шельфовой зоне моря//Тезисы докладов III Всесоюзной конференции "Вихри и турбулентность в океане".- Калининград, 1990.- С. 104.

55. Совместное определение профилей дрейфового течения и ветра над морем//Труды ГОИИ.- 1990.- Вып. 190.- С. 54-63.

56. Расчёт приводного ветра, напряжения трения и дрейфового течения в тропической зоне Атлантического океана//Труды ГОИИ.-

1990. - Вып. 190. - С. 64-73 (у співавторстві з Н.Ф.Моноте).

57. Моделирование пограничного слоя атмосферы для городской застройки и пригородной зоны//Метеорология и гидрология. - 1991. - № 1. - С. 41-47 (у співавторстві з В.А.Шнайденем).

58. Турбулентность шельфовой зоны моря//Морской гидрофизический журнал. - 1991. - № 1. - С. 29-35.

59. Описание внутренней структуры пограничного слоя атмосферы над морем по данным гидродинамического прогноза//Тезисы докладов IV Всесоюзной конференции по статистической интерпретации гидродинамических прогнозов (Одесса). - М.: Гидрометцентр СССР, 1991. - С. 20-21.

60. Расчёт профилей ветра и характеристик турбулентности над городом и пригородной зоной по прогностическим полям давления и температуры//Тезисы докладов IV Всесоюзной конференции по статистической интерпретации гидродинамических прогнозов (Одесса). - М.: Гидрометцентр СССР, 1991. - С. 25-26 (у співавторстві з В.А.Шнайденем).

61. Тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы в юго-восточной части Северной Атлантики. - В сб.: Обработка и анализ, моделирование и усвоение океанографической информации. - М.: Гидрометеиздат, 1991. - С. 49-61.

62. Влияние макромасштабных вертикальных движений атмосферы на содержание берилия-7 в приземном слое воздуха//Труды ИПГ. - 1991. - Вып. 77. - С. 144-149 (у співавторстві з В.І.Мединцем).

63. Моделирование трёхмерной структуры взаимодействующих нестационарных пограничных слоев океана и атмосферы//Труды ГОИИ. - 1991. - Вып. 202. - С. 3-18 (у співавторстві з В.А.Шнайденем).

64. Метод расчёта приземного ветра//Труды ГОИИ. - 1991. - Вып. 202. - С. 37-44.

65. Вертикальная структура в глубоком турбулентном море//Труды ГОИИ. - 1991. - Вып. 202. - С. 99-109.

66. Нестационарная модель взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1991. - Т. 27, № 12. С. 1349-1357 (у співавторстві з В.А.Шнайденем).

67. Исследование циркуляционных и диффузионных процессов шельфовой зоны моря в задаче экологического мониторинга//Тезисы докладов Международной конференции "Проблемы Чёрного моря". - Севастополь: МГИ АН Украины, 1992. - С. 140-141.

68. Моделирование геофизического пограничного слоя//Доклады

АН Украины.- 1993.- № 9.- С. 105-112 (у співавторстві з В.А.Шнайманом).

69. Способ учёта циркуляционно-диффузионных процессов в методике расчёта предельно допустимых сбросов веществ со сточными водами в прибрежную зону моря.- В сб.: Проблема охраны вод. Вып. I-2.- Харьков: УкрНЦОВ, 1993.- С. 89-96.

457987

AB 30.444

**AB 30.444**