

О. Л. Казаков, к.ф.-м.н, О. В. Іванова
Одеський державний екологічний університет

ВИПРОБУВАННЯ ОДНОВИМІРНОЇ МОДЕЛІ У ВІДТВОРЕННІ СЕЗОННОЇ СТРУКТУРИ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ НАД ВОДНОЮ ПОВЕРХНЕЮ

Зроблено спробу відтворити сезонну структуру граничного шару атмосфери над водною поверхнею за допомогою одновимірної математичної моделі, яка враховувала неадіабатичність припливів тепла та вологи і горизонтальну неоднорідність температури повітря. На основі змодельованих часових змін метеорологічних величин для кожної пори року були розраховані статистичні характеристики з метою виявлення ступеня узгодження з фактичними даними, отриманими на океанській станції «С». Побудовані відповідні криві повторюваності за результатами спостережень та розрахунків, зроблено їх порівняння. Наведені сезонні зміни приводних турбулентних потоків імпульсу, тепла та вологи, розрахованих за допомогою bulk-методу, а також температури та швидкості вітру.

Ключові слова: *сезонна структура, статистичні характеристики, криві повторюваності, математична одновимірна модель, турбулентні потоки, фактичний матеріал.*

Вступ. Фізичні процеси, які невинно відбуваються в граничному шарі атмосфери (ГША), характеризуються великою різноманітністю своєї просторово-часової будови. Так, над водною поверхнею термодинамічна структура ГША в різні сезони року неоднакова. На неї впливають як зовнішні фактори, так і ряд внутрішніх чинників, які разом формують в кожен момент часу унікальні профілі метеорологічних величин. Причому термодинамічна структура ГША над водною поверхнею в порівнянні з термодинамічною структурою ГША над сушею відрізняється в один в той же сезон року. Це зумовлюється рядом факторів. Нижньою межею атмосфери над морем виступає хвильова поверхня, яка характеризується великою сукупністю хвиль. Останні формують певну шорсткість водної поверхні в залежності від характеру повітряного потоку та швидкості вітру. Над сушею параметр шорсткості майже не змінюється, окрім випадків з гнучким рослинним покривом. Для повітряного потоку водна поверхня представляє собою майже однорідну нижню межу у відношенні джерела тепла та вологи. Над морем на відміну від суші існує чітко виражена часова однорідність, оскільки тут добові та річні зміни значно слабкіші, ніж над сушею, за рахунок теплофізичних властивостей води. Врахування усіх особливостей ГША над водною поверхнею потребує формування та розв'язання складної нелінійної задачі. У зв'язку з цим приймають ряд спрощень, які в нашому випадку стосуються одновимірності математичної моделі, неврахування хвильового шару та відсутності впливу дрейфових течій. Моделювання турбулентно-циркуляційного режиму ГША над морем на протязі такого тривалого проміжку часу, як рік, проводиться вперше, хоча детальні знання основних сезонних особливостей фізичної природи граничного шару атмосфери над водною поверхнею представляють собою великий інтерес. Таким чином, є досить цікавим дослідити можливість моделювання одновимірною моделлю турбулентно-циркуляційного режиму ГША над водною поверхнею на протязі року.

Матеріали та методи дослідження. Усі результати розрахунків порівнювалися з відповідними даними спостережень. Як фактичні дані був застосований спеціалізований архів [1], який включав в себе щогодинні метеорологічні спостереження та результати аерологічного радіозондування, які проводились в період першого глобального експерименту на океанській станції «С» (грудень 1978 року – листопад 1979 року) з координатами $52,5^0$ пн.ш., $35,5^0$ зах.д. Зокрема, використовувались для формування:

а) початкових умов: фактичні профілі температури повітря, швидкості вітру, масової частки водяної пари;

б) граничних умов: температура повітря та атмосферний тиск на рівні моря; температура повітря, швидкість вітру та масова частка водяної пари на рівні 2000 м;

в) вибірок з метою отримання коефіцієнтів кореляції та розбіжності, кривих повторюваності та річних змін: температура повітря та швидкість вітру на рівнях 200, 500, 1000 та 1500 м через кожні 12 годин. Формування відповідних вибірок розрахованих метеорологічних змінних виконувалось аналогічно. Вибірка температури повітря та швидкості вітру, сформована з урахуванням пропусків за сезонами, складала 157 (зима), 172 (весна), 119 (літо), 136 (осінь) випадків;

г) необхідного фактичного матеріалу для розрахунку приводних турбулентних потоків метеорологічних величин за даними спостережень на основі bulk-методу: температура повітря та атмосферний тиск на рівні 0 м, температура повітря та тиск насичення водною парою на рівні 10 м, швидкість вітру на анемометричному рівні (26 м). Для отримання приводних турбулентних потоків імпульсу, тепла та вологи за розрахунками також на основі bulk-методу [2] використовувались: температура повітря та атмосферний тиск на поверхні моря, температура повітря, масова частка водяної пари та швидкість вітру на рівні 50 м.

В основі математичної постановки задачі лежить одновимірна бароклинна модель з неадіабатичними припливами тепла, яка детально розглядається в [3, 4]. Вона включала в себе два рівняння руху для горизонтальних складових вектору швидкості вітру, рівняння теплопровідності для потенціальної температури з урахуванням фазових переходів води в атмосфері, горизонтальної адвекції температури та радіаційних короткохвильових та довгохвильових припливів тепла, а також рівняння для масової частки водяної пари.

Результати дослідження та їх аналіз. Загальний час моделювання склав 8760 годин, тобто цілий рік. На зимові місяці припадає проміжок часу від 12 до 2160 годин, на весняні місяці – від 2172 до 4368 годин, на літні – від 4380 до 6576 годин та на осінні – від 6588 до 8760 годин. В результаті моделювання були отримані часові зміни температури повітря, характеристик вітру та відносної вологи за сезонами року.

Основною метою даної роботи стала оцінка спроможності одновимірною моделлю відтворювати термодинамічні структури ГША над водною поверхнею за сезонами. За результатами моделювання ми віддали основну увагу температурі повітря та швидкості вітру. Розглянемо спочатку часові зміни метеорологічних величин **взимку**. Узгодження розрахунків температури з фактом з висотою збільшується. Про це свідчать коефіцієнти кореляції (табл. 1). Якщо на рівнях 200 та 500 м коефіцієнт кореляції складає величину біля 0,77, то на рівні 1500 м він збільшується до 0,90. Коефіцієнти розбіжності* [5] (табл. 2) показують те ж саме, тобто більшу успішність

* - Кількісна оцінка розбіжності повторюваності розрахованих та фактичних швидкостей вітру, яка може бути визначена за допомогою виразу $K_{ij} = 1 - Q_{ij}$. Тут Q_{ij} - загальна доля площ, які обмежені кривими щільності ймовірності $P_i(x)$ та $P_j(x)$; x - аргумент, який досліджується

відтворення термодинамічних характеристик з висотою. Найбільший коефіцієнт розбіжності спостерігається на рівні 200 м та дорівнює 0,24. Зі збільшенням висоти він зменшується та на рівні 1500 м дорівнює 0,10.

На всіх рівнях модель занижує швидкість, причому зі зменшенням висоти тенденція до заниження більша. Це доводиться значеннями коефіцієнтів кореляції та розбіжності (табл. 1, 2), перший з яких збільшується з висотою: від 0,67 на рівні 200 м до 0,86 на рівні 1500 м, а другий зменшується – від 0,22 на рівні 200 м до 0,10 на рівні 1000 м. В шарі 1000-1500 м коефіцієнт розбіжності дещо збільшується. Занижена розрахована швидкість вітру в порівнянні з фактом, головним чином, пояснюється неточним заданням вертикального профілю геострофічного вітру, який буде залежати від перепаду швидкості на даному рівні. Відповідно до розподілу з висотою горизонтального градієнта температури формується відповідний профіль геострофічного вітру. Горизонтальний градієнт температури в шарі 2000-1000 м ми прийняли сталим, а в шарі 1000-0 м лінійно убуваючим до нуля, тоді геострофічна швидкість вітру в шарі 2000-1000 м буде лінійно убавати з висотою (через те, що у більшості випадків швидкість в цьому шарі збільшується), а в шарі 1000-0 м - експоненційно прямувати до свого сталого значення.

Таблиця 1 - Коефіцієнти кореляції між часовими розподілами фактичних та розрахованих температури повітря r_T та швидкості вітру r_V на різних рівнях, в різні пори року та за рік у цілому

Пора року	r_T				r_V			
	200 м	500 м	1000 м	1500 м	200 м	500 м	1000 м	1500 м
Зима	0.77	0.76	0.79	0.90	0.67	0.72	0.78	0.86
Весна	0.65	0.60	0.66	0.82	0.72	0.76	0.85	0.90
Літо	0.43	0.34	0.46	0.63	0.70	0.71	0.82	0.81
Осінь	0.79	0.77	0.84	0.90	0.53	0.68	0.80	0.89
Весь рік	0.83	0.78	0.81	0.90	0.67	0.72	0.81	0.87

Таблиця 2 - Коефіцієнти розбіжності між часовими розподілами фактичних та розрахованих температури повітря kr_T та швидкості вітру kr_V на різних рівнях, в різні пори року та за рік у цілому

Пора року	kr_T				kr_V			
	200 м	500 м	1000 м	1500 м	200 м	500 м	1000 м	1500 м
Зима	0.24	0.22	0.18	0.10	0.22	0.19	0.10	0.17
Весна	0.30	0.44	0.37	0.19	0.18	0.16	0.13	0.07
Літо	0.20	0.42	0.35	0.23	0.16	0.07	0.10	0.13
Осінь	0.18	0.19	0.20	0.14	0.20	0.16	0.08	0.08
Весь рік	0.15	0.20	0.16	0.11	0.17	0.16	0.10	0.11

Найбільше узгодження **весною** з фактом спостерігається в верхній частині ГША. На рівні 1500 м коефіцієнти кореляції і коефіцієнти розбіжності складають величину 0,82 та 0,19 відповідно. Зі зменшенням висоти коефіцієнти кореляції мають тенденцію до зниження, а коефіцієнти розбіжності – тенденцію до збільшення. Найменш

успішним у відтворенні температурного режиму виявився рівень 500 м, тут хоча коефіцієнт кореляції є статистично значущим (0,60), але коефіцієнт розбіжності складає величину 0,44. На рівні 1000 м спостерігається також досить високий коефіцієнт розбіжності (0,37) з коефіцієнтом кореляції 0,66. За рахунок того, що весна є перехідним сезоном, коли характер тепло- та вологообміну повітря з водною поверхнею змінюється, тобто стратифікація температури в приводному шарі стає здебільшого стійкою, то біля поверхні води весною (а в більшій мірі влітку) приземний турбулентний потік тепла є незначним. У зв'язку з цим в рівнянні теплопровідності часова зміна температури повітря залежатиме, головним чином, від радіаційного та адвективного доданків і доданка, який враховує приплив тепла за рахунок фазових перетворень. Радіаційні процеси та фазові переходи води грають значну роль лише у випадку наявності туманів, коли за рахунок конденсації водяної пари відбувається виділення прихованого тепла та відповідне випромінювання тепла шаром сконденсованого повітря. Таким чином, в більшій мірі температурний режим влітку визначався адвективними складовими, параметризація яких пов'язана неточностями як у визначенні самої її величини, так і в заданні її вертикального профілю.

Результати моделювання швидкості вітру відображають добре узгодження фактичного та розрахованого динамічного режиму ГША на усіх рівнях. Кількісний аналіз довів вищенаведене ствердження. Найбільш корелюючим з фактом виявився, як і у всіх попередніх випадках, часовий хід швидкості на рівні 1500 м. На цьому рівні коефіцієнт кореляції склав величину 0,90, а коефіцієнт розбіжності - 0,07. Найменший коефіцієнт кореляції та найбільший коефіцієнт розбіжності відмічається на рівні 200 м (0,72 та 0,18 відповідно).

Відтворення моделлю часових змін температури та швидкості вітру за часом **влітку** показало, що в нижній частині ГША змодельований хід температури погано узгоджується з фактом. Коефіцієнти кореляції варіюють в межах від 0,34 на рівні 500 м до 0,63 на рівні 1500 м, коефіцієнти розбіжності від 0,20 на рівні 200 м до 0,42 на рівні 500 м.

На всіх рівнях ГША швидкість вітру відтворюється добре. Коефіцієнти кореляції достатньо високі: 0,70 на рівні 200 м та 0,82 на рівні 1000 м. Найбільше значення коефіцієнта розбіжності спостерігається на рівні 200 м (0,16), а найменше – на рівні 500 м (0,07).

Термодинамічна структура ГША **восени** за результатами отриманих статистичних характеристик показує, що найменший коефіцієнт кореляції спостерігається на рівні 500 м (0,77), а найбільший – на рівні 1500 м (0,90); найбільший коефіцієнт розбіжності припадає на рівень 1000 м (0,20), а найменший – на рівень 1500 м (0,14).

Характерною властивістю моделювання динаміки ГША над водною поверхнею восени, яка стала вже притаманною властивістю для усіх сезонів року, є гірше відтворення швидкості вітру на нижніх рівнях в ГША. Значення коефіцієнтів кореляції та розбіжності, які на рівні 200 м складають величини 0,53 та 0,20, на висоті 1500 м – 0,89 та 0,08 відповідно. Бачимо, що хоча коефіцієнти розбіжності низькі, але коефіцієнти кореляції виявились найнижчими в нижній частині ГША в порівнянні з рештою сезонів року.

Цікавим також було розглянути криві повторюваності температури та швидкості вітру за весь рік, використовуючи результати статистичної обробки річної вибірки метеорологічних величин (коефіцієнти кореляції та розбіжності). Останні показують (табл. 1, 2) високе узгодження з фактичними даними. Коефіцієнт кореляції для температури майже на всіх рівнях більше 0,80, тільки на рівні 500 м він дорівнює 0,78. Коефіцієнти розбіжності для розглядуваної величини на всіх рівнях або менші (200, 1000, 1500 м), або рівні 0,20 (500 м). Криві повторюваності температури повітря (рис. 1)

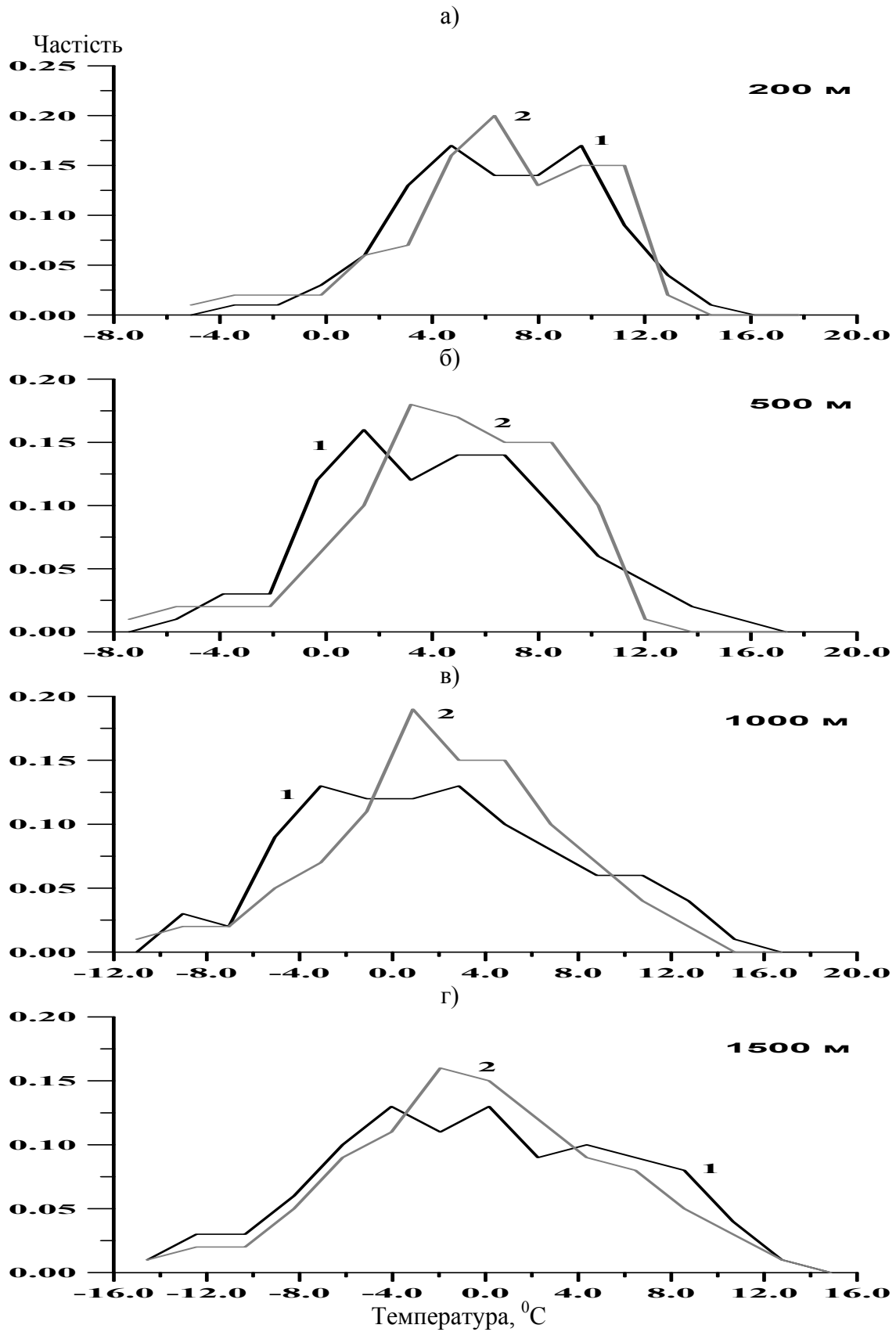
показують, що на рівні 200 м моди розрахованої кривої повторюваності зсунуті відносно мод фактичної кривої повторюваності вправо. Ця властивість прослідковується й на решті рівнів з недооцінюванням нижчих і вищих температур та переоцінюванням середніх. На рівні 1500 м така поведінка кривої повторюваності за розрахунками теж проявляється, але слабкіше.

Коефіцієнти кореляції (табл. 1) для швидкості вітру майже на всіх рівнях більші 0,70, окрім рівня 200 м, де він дорівнює 0,67. Коефіцієнти розбіжності (табл. 2) варіюють в ГША від 0,10 на рівні 1000 м до 0,17 на рівні 200 м. В річних кривих повторюваності для швидкості вітру (рис. 2) найкраще узгодження спостерігається у середній та верхній частинах ГША. В нижній частині граничного шару атмосфери відбувається заниження швидкостей вітру в інтервалах від 13 до 30 м/с на рівні 200 м, від 17 до 32 м/с на рівні 500 м та завищення її в інтервалах від 2 до 13 м/с на рівні 200 м та від 7 до 17 м/с на рівні 500 м. Слід відзначити, що систематичне заниження швидкості вітру в нижній частині ГША моделлю вплинуло на відтворення турбулентного потоку імпульсу біля води, який в порівнянні з фактичним виявився також заниженим, але зберіг характер сезонних змін, котрі відбувались насправді.

Розташування океанської станції „С” є специфічним. Зумовлюється це, по-перше, тим, що вона знаходиться в зоні полярного гідрологічного фронту, по-друге, в зоні між холодною зоною поза фронтом та теплими водами Північно-Атлантичної течії, де проходять циклони, які зароджуються на території США та над Флоридою. Перші з них, зсуваючись на схід, а другі, огинаючи східну частину материка, виходять за провідним потоком в район станції. Таке положення станції викликає інтерес до процесів тепло- та волого обміну та обміну кількістю руху, оскільки параметризація граничного шару атмосфери в моделях загальної циркуляції визначається, головним чином, успішністю відтворення вищезгаданих процесів. Тому зроблена оцінка приземних турбулентних потоків тепла та вологи на основі застосування bulk-методу. Раніше цей метод перевірявся за даними прямих вимірювань турбулентних потоків над океаном [6, 7]. Результати перевірки показали добре узгодження розрахованих за bulk-методом приземних турбулентних потоків з турбулентними потоками за даними прямих вимірювань. На рис. 3 наведений сезонний хід осереднених за місяць турбулентних потоків явного (а) та прихованого (б) тепла. Сезонний хід поверхневого турбулентного потоку тепла за розрахунками характеризується якісно та кількісно в більшу частину року добрим узгодженням з сезонним ходом цієї ж величини за даними спостережень з мінімумом в червні та максимумами для першої кривої в лютому та листопаді, а для другої – в березні та листопаді. Основні розбіжності стосуються зимового (грудень) та осіннього (жовтень) максимумів. Розбіжність між ними складає відповідно 19 та 10 Вт/м². Вона може бути пояснена тим, що модель відтворює в нижній частині ГША в дані місяці нижчу температуру, аніж вона була насправді.

Річні зміни поверхневого турбулентного потоку прихованого тепла характеризується тими ж особливостями, що й криві явного потоку тепла. Екстремуми кривих за фактичними даними та за розрахунками співпадають, окрім максимуму на початку періоду інтегрування, який припадав в першій кривій на березень, а в другій – на лютий. Мінімальні значення потоків спостерігаються в червні, а максимальні, окрім згаданих вище, в травні та жовтні. Розбіжність між кривими не перевищувала відносної похибки в 25 %.

Особливий інтерес становила спроможність моделі відтворювати річну поведінку метеорологічних величин над океаном на різних рівнях в порівнянні з фактом. При цьому вибірка за кожний місяць складала сукупність останніх через кожні 12 годин. На рис. 4 наведені річні зміни температури за фактом та розрахунками в



1 – повторюваність температури повітря за даними спостережень;
 2 – повторюваність розрахованої температури повітря

Рисунок 1 – Криві повторюваності температури повітря на різних рівнях за весь рік. а) 200 м; б) 500 м; в) 1000 м; г) 1500 м.

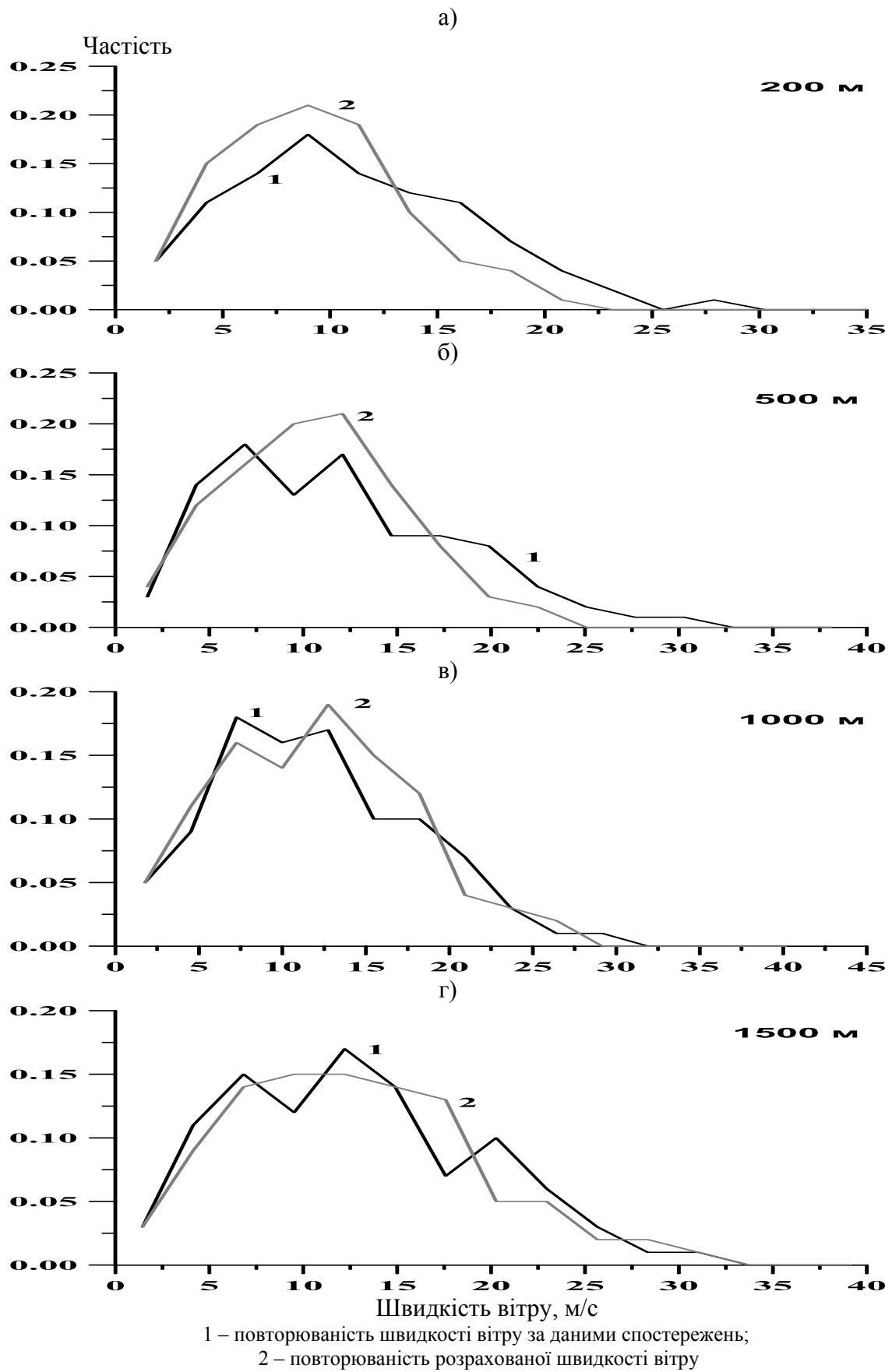


Рисунок 2 – Повторюваність швидкості вітру на різних рівнях за весь рік.
а) 200 м; б) 500 м; в) 1000 м; г) 1500 м.

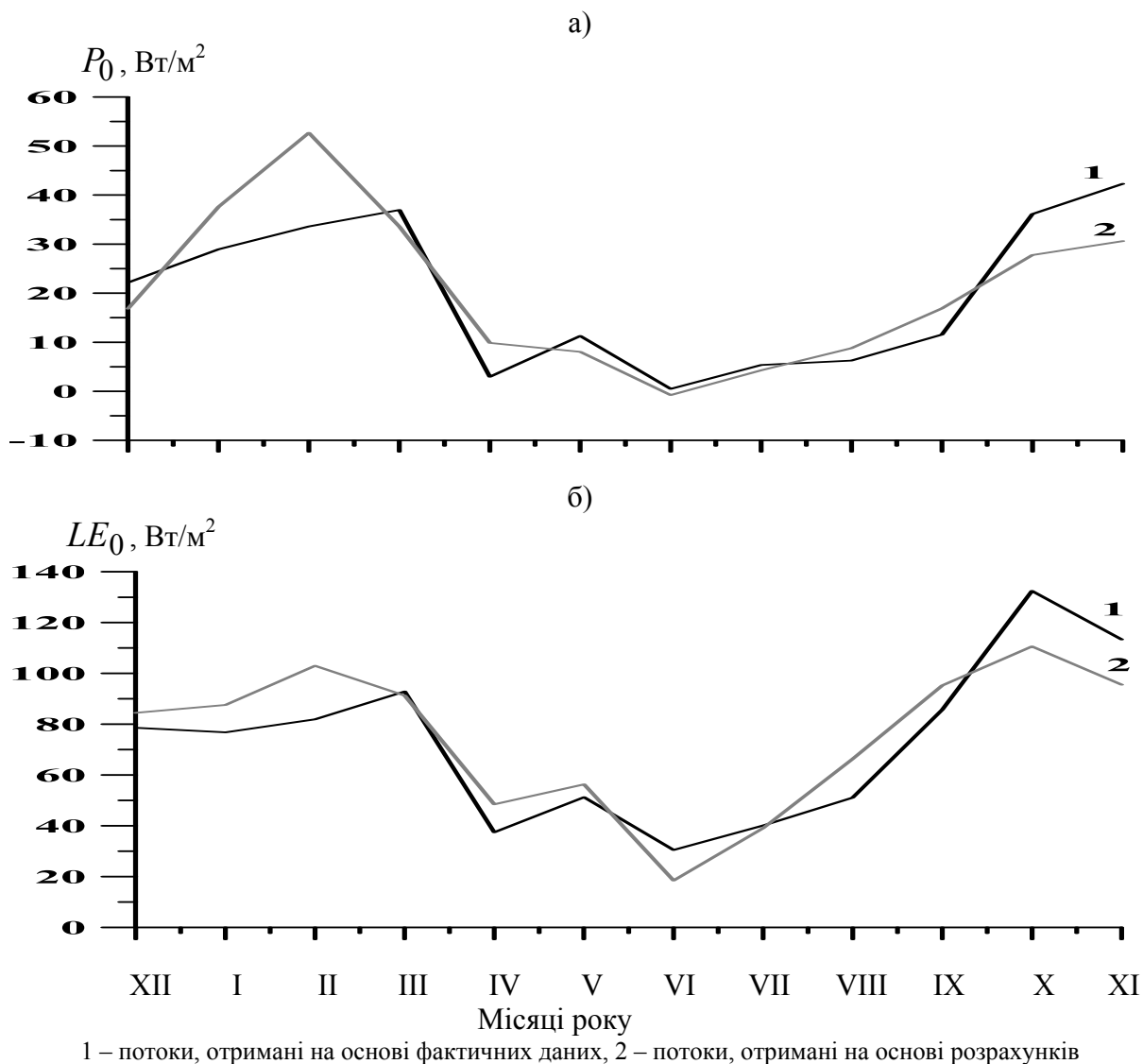
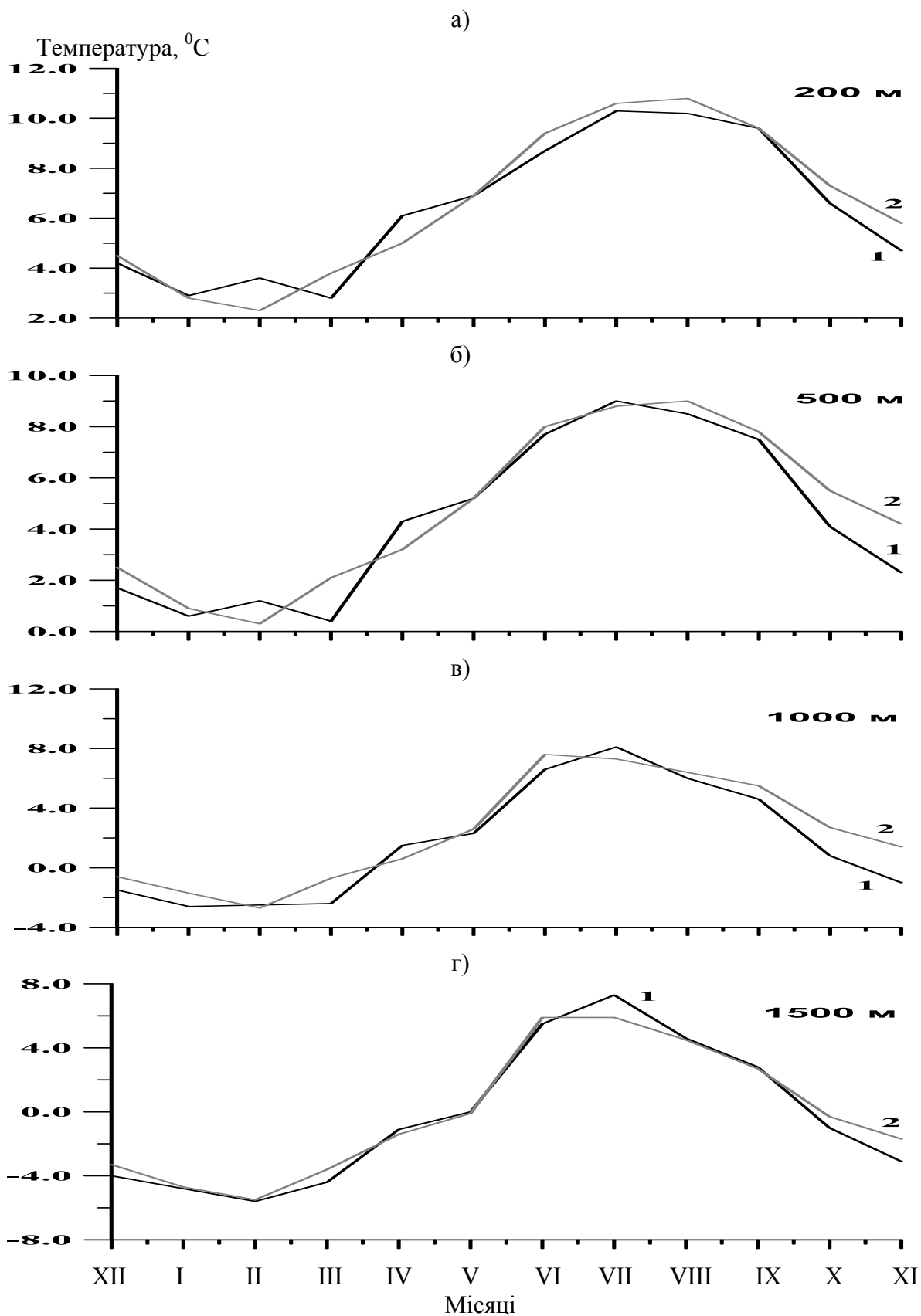


Рисунок 3 – Сезонний хід осереднених за місяць динамічної швидкості (а), приземних турбулентних потоків явного (б) та прихованого (в) тепла.

різних частинах ГША. В нижній частині граничного шару (рівень 200 та 500 м) розбіжність між фактичною та розрахованою кривими річного ходу складає величину не більшу 2°C . Найбільша похибка спостерігається на рівні 200 м у лютому та листопаді, а на рівні 500 м - у березні та листопаді. Оскільки рівень 200 м знаходиться найближче до найнижчого рівня області розрахунку (50 м), відносно якого проводився розрахунок приземних потоків тепла, то можна помітити, що місяці найбільшої похибки в річному ході температури на рівні 200 м співпадають з найбільшою розбіжністю в значеннях приземних турбулентних потоків явного тепла (рис.3б). На рівні 1000 м відбувається збільшення розбіжності між фактом та розрахунками, де в листопаді похибка складає величину $2,2^{\circ}\text{C}$. Рівень 1500 м характеризується величиною абсолютної похибки не більшою, ніж 2°C . Модель якісно відтворює хід температури на протязі року з максимумом влітку та мінімумом взимку та збільшенням амплітуди з висотою від 5°C на рівні 200 м до 12°C на рівні 1500 м. Криві річного ходу за даними спостережень та розрахунками демонструють прекрасне узгодження. Не дивлячись на розбіжності (в деякі місяці до 2°C), вони все-таки малі всупереч сподіванням, які могли б справдитись у відповідності до зробленого аналізу



1 – температура повітря за даними спостережень; 2 – температура повітря за розрахунками

Рисунок 4 – Річний хід середньої місячної температури повітря на різних рівнях.
а) 200 м; б) 500 м; в) 1000 м; г) 1500 м.

статистичних характеристик (табл. 1, 2) та розподілів температури (рис. 1) на різних рівнях в ГША. Найкраще узгодження спостерігається в травні, влітку та вересні на усіх висотах та у верхній частині ГША в усі місяці року.

Річні зміни швидкості вітру (рис. 5) показують, що на рівнях 200 та 500 м відбувається заниження розрахунків в порівнянні з фактом. Найбільша абсолютна похибка складає величину не більше 4 м/с (грудень), яка зі збільшенням висоти зменшується, та на рівні 1500 м є не більшою, ніж 1,5 м/с. Необхідно відзначити, що у фактичному річному розподілі швидкості вітру поряд з існуючими мінімумами є мінімум (серпень), який не відображається в розрахованому розподілі швидкості вітру, а навпаки, на усіх рівнях в розрахованій кривій, окрім 1500 м, є максимумом. Тому зі збільшенням висоти абсолютна похибка в цей місяць має тенденцію до збільшення. Максимальне значення її припадає на рівень 1000 м, де вона складає величину біля 2,5 м/с. Узгодження розрахованих та фактичних річних розподілів зі збільшенням висоти покращується: на рівні 1500 м абсолютна похибка складає величину не більше 2 м/с. Також слід зазначити, що на верхніх рівнях відбуваються різкі зміни від місяця до місяця в перехідні сезони, а на нижніх рівнях кривим річного ходу притаманний більш згладжений характер.

Висновки. Основними висновками, які можна зазначити, будуть наступні:

1) Статистичні оцінки узгодження фактичних та розрахованих даних показали, що моделлю найбільш успішно відтворюються метеорологічні величини в середній та верхній частинах ГША. Це зумовлюється головним чином тим, що використана в моделі адвекція температури та зміни геострофічної швидкості з висотою найкраще параметризувались в шарі 2-1 км, нижче якого вони розраховувалися з більшими похибками, які вплинули на результати розрахунків в нижній частині ГША. Стосовно узгодження фактичного та розрахованого профілів метеорологічних величин за порами року, то найбільша розбіжність для температури повітря в нижній частині ГША спостерігається весною та влітку, а для швидкості вітру – взимку та восени. Перше може бути пояснене тим, що влітку відмічається послаблена інтенсивність турбулентного обміну за рахунок додатного, нульового або незначного від'ємного перепаду температури повітря. Це призводить до того, що часові зміни температури будуть головним чином визначатись дією адвекції температури, радіацією та фазовими переходами води в атмосфері. Друге зумовлюється тим, що в холодний період року модель більше занижує швидкість геострофічного вітру в нижній частині ГША, яка з висотою поводить себе відповідно до змін горизонтальної адвекції температури, котра забезпечує зменшення вертикального градієнта геострофічної швидкості зі зменшенням висоти до нуля біля поверхні води. Річ у тому, що восени та взимку над океанською станцією „С” спостерігається активна циклонічна діяльність, яка сприяє підвищенню повторюваності високих баричних градієнтів. Тому задання вище означеного профілю геострофічної швидкості може не достатньо відповідає холодному періоду року.

2) Приземні потоки імпульсу показують, що заниження швидкості вітру в нижній частині ГША відбивається на відтворенні приземного турбулентного потоку імпульсу, роблячи його меншим за величиною, аніж було за фактом, особливо це стосується осені та зими. Турбулентні потоки тепла та вологи за розрахунками біля поверхні океану добре узгоджуються з турбулентними потоками тепла та вологи за даними спостережень, окрім зимових та осінніх місяців. Як показали графіки річного ходу, це відбувається із-за заниження або завищення моделлю температури на рівні 50 м, забезпечуючи збільшення або зменшення величини потоків.

3) Результати розрахунків річних змін метеорологічних величин показують добре узгодження між розрахунками та фактичними даними. Найбільша розбіжність спостерігається зазвичай в нижній частині ГША, тоді як на верхніх рівнях високе

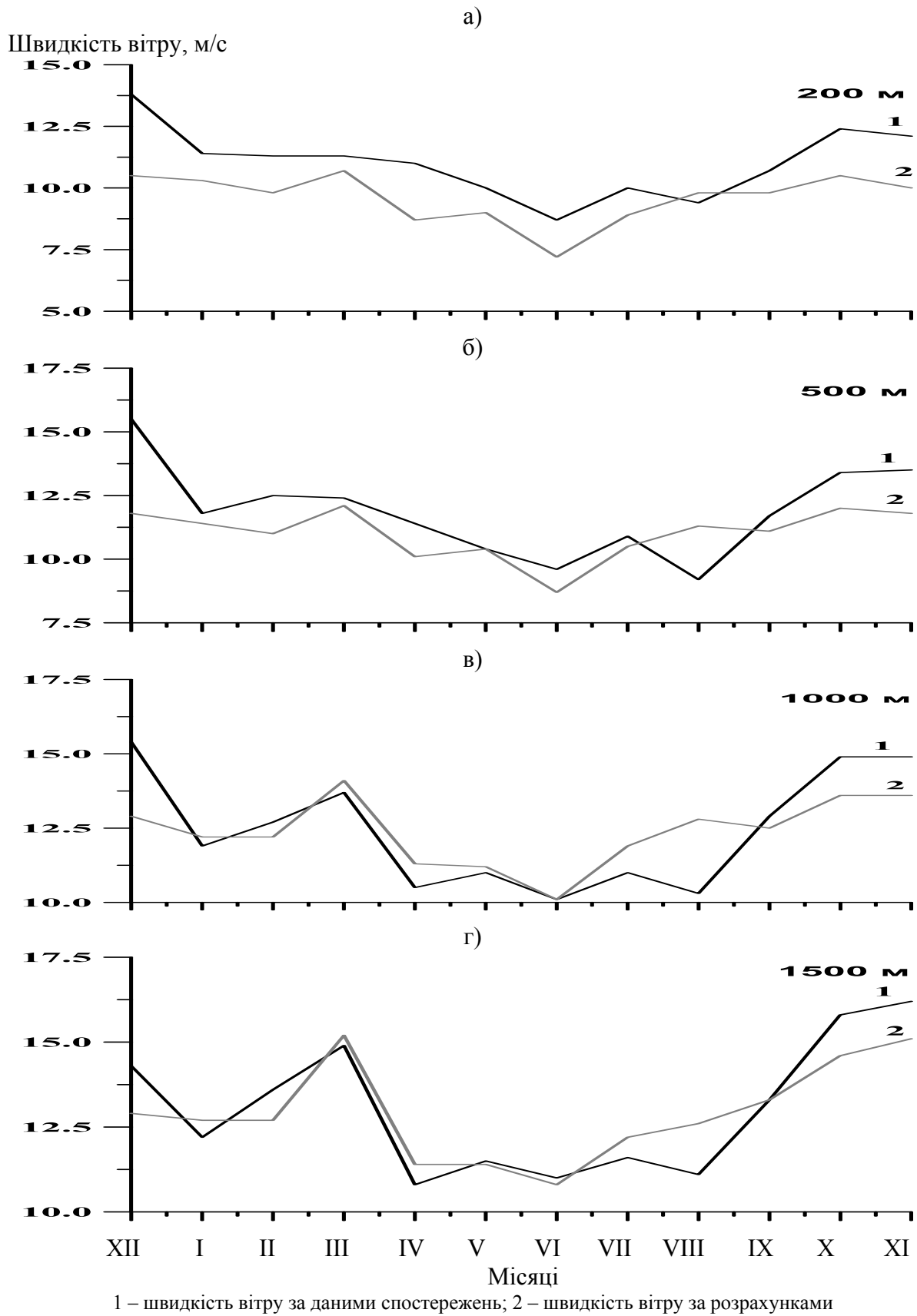


Рисунок 5 – Річний хід середньої місячної швидкості вітру на різних рівнях.
а) 200 м; б) 500 м; в) 1000 м; г) 1500 м.

узгодження наявне як для температури, так і для швидкості вітру.

Таким чином, наведені результати моделювання свідчать про те, що одновимірні моделі такого типу можуть бути використані в якості успішної схеми параметризації процесів підсіткового масштабу в моделі загальної циркуляції атмосфери.

Список літератури

1. Казаков А. Л., Лихачев С. М., Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана. - В сб.: «Математические модели в исследовании динамики океана». – Новосибирск: ВЦ СОАН СССР, 1988. - С.82-95.
2. Казаков А. Л., Лыков В. И., О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. // Труды ЗапСибНИИ. – М.: Гидрометеиздат, 1982. - вып. 5. - С. 3-20.
3. Лыков В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Курошио. – В сб.: Математическое моделирование процессов пограничного слоя атмосферы и океана. - М.: ОВМ АН СССР, 1989. – С. 68-92.
4. Иванова О. В., Казаков О. Л., Опис структури граничного шару атмосфери над морем за допомогою нестационарної математичної моделі // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – вип. 2. – С. 88-100.
5. Колинко А. В. Статистическая структура крупномасштабных океанологических полей на Ньюфаундленском энергетическом полигоне // Метеорология и гидрология. - 1990. – № 8. – С. 102–107.
6. Блинкова Е. Д., Казаков А. Л. Сравнение некоторых методов параметризации турбулентных потоков по данным судовых наблюдений // Труды Заб.-Сиб. РНИИ. – 1984. – вып. 63. – С. 3-10.
7. Казаков А. Л. Исследование процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью и их параметризации // Автореф. Дис. ... Канд. Физ.-Мат. Наук. – Москва, Гидрометцентр СССР, 1991. – 18 с.

Испытание одномерной модели в воспроизведении сезонной структуры пограничного слоя атмосферы над водной поверхностью. Казаков О. Л., Иванова О. В.

Сделана попытка воспроизвести сезонную структуру пограничного слоя атмосферы над водной поверхностью с помощью одномерной математической модели, которая учитывала неадиабатичность притоков тепла и влаги, а также горизонтальную неоднородность температуры воздуха. На основе смоделированных временных изменений метеорологических величин для каждого времени года были рассчитаны статистические характеристики с целью выявления степени согласия с фактическими данными, полученными на океанской станции «С». Построены соответствующие кривые повторяемости по результатам наблюдений и расчетов, сделано их сравнение. Приведены сезонные изменения приводных турбулентных потоков импульса, тепла и влаги, рассчитанных с помощью bulk-метода, а также температуры и скорости ветра.

Ключевые слова: сезонная структура, статистические характеристики, функции распределения, математическая одномерная модель, турбулентные потоки, фактический материал.

The test of the one-dimensional model as to reproduce the seasonal structure of the atmospheric boundary layer over water surface. Kazakov O. L., Ivanova O. V.

The attempt was made to reproduce the seasonal structure of the atmospheric boundary layer over water surface by the one-dimensional mathematical model, which took into account nonadiabatical heat- and humidity fluxes, and also horizontal air temperature nonhomogeneity. Using the modeled temporary changes of the meteorological magnitudes for the every year time the statistical characteristics were calculated to reveal agree level with the fact data, received on the oceanic station “C”. The corresponding repeatability curves were built in according to the observed and calculated results, they were compared. The seasonal changes of the surface turbulent impulse-, heat-, humidity fluxes were quoted, calculated by bulk-method, and also the seasonal changes of temperature and wind speed.

Key words: seasonal structure, statistical characteristics, repeatability curve, mathematical one-dimensional model, turbulent fluxes, fact data.