

О.Л. Казаков, к.ф.-м.н., О. В. Іванова

Одеський державний екологічний університет

РАДІАЦІЙНІ ПОТОКИ – КЛЮЧОВИЙ ФАКТОР ВЗАЄМОДІЇ МІЖ АТМОСФЕРОЮ ТА ОКЕАНОМ. КОРОТКОХВИЛЬОВІ ПОТОКИ

В рамках одновимірної чисельної моделі граничного шару над океаном надана оцінка успішності використання відомих параметризацій короткохвильових потоків радіації, а також методу Смагоринського для розрахунку балу хмарності над океанською поверхнею. Для цього був використаний унікальний спеціалізований архів даних спостережень, отриманий в період Першого глобального експерименту погоди (1978-1979) рр.

Ключові слова: короткохвильова радіація, бал хмарності, параметризація радіаційних потоків.

Вступ. Тепловий баланс на поверхні океану обумовлений дією п'яти чинників: турбулентних потоків тепла та вологості, потоків коротко- та довгохвильової радіації, потоку тепла в глибину океану. Відомо, що першоджерелом енергії на Землі є сонячна радіація, під дією якої запускається решта механізмів теплообміну. Тобто, досягаючи поверхні океану, сонячна енергія перетворюється в теплову, змінюючи відповідно її температуру. Остання призводить до змін довгохвильового випромінювання самої поверхні та перепадів тепла та вологості в нижньому приповерхневому шарі атмосфери, що сприяє змінам турбулентного режиму шару сталих потоків. Крім того, при наявності хмар сонячна енергія частково поглинається, пропускається та відбивається хмарою, і до підстильної поверхні вона надходить вже ослабленою та у вигляді розсіяної радіації. Хмарний шар грає роль не тільки перепони для припливів тепла від Сонця, але й для відтоку його від підхмарного шару. Іншими словами, в природі діє відомий механізм теплоперерозподілу, головними факторами в якому є потоки радіації та хмарність.

На теперішньому етапі інтенсивного розвитку математичного моделювання гостро стоїть питання про достовірність результатів, отриманих за допомогою різноманітних параметризаційних схем процесів підсіткового масштабу, їх застосування при тих чи інших умовах, недоліки та переваги. Метою даної роботи є проведення випробування спроможності відтворювати термодинамічний режим взаємодіючих граничних шарів атмосфери та океану при використанні відомих параметризацій короткохвильових потоків радіації, і балу хмарності як головної причини змін останніх [1].

Матеріали та методи дослідження. Усі результати розрахунків порівнювалися з відповідними даними спостережень. Для порівняння з фактичними даними був застосований спеціалізований архів [2], який містить щогодинні метеорологічні та актинометричні спостереження, гідрологічні спостереження за температурою води та солоністю, результати аерологічного радіозондування, які проводились в період першого глобального експерименту (грудень 1978 року – листопад 1979 року) на океанській станції «С» з координатами 52,5° півн.ш., 35,5° зах.д.

На сьогодні найбільш поширеним методом для опису кількості хмарності є метод Смагоринського [1], згідно з яким бал хмарності визначається наступним чином:

$$\begin{aligned} \text{верхній ярус } N_h &= 10 \cdot (3.25 f_{sru} - 1.95) \text{ при } f_{sru} \geq 0,25, \\ \text{сереній ярус } N_m &= 10 \cdot (2 f_{srm} - 0.7) \text{ при } f_{srm} \geq 0,25, \\ \text{нижній ярус } N_L &= 10 \cdot (1,72 f_{srL} - 0.43) \text{ при } f_{srL} \geq 0,25, \end{aligned} \quad (1)$$

де N - бал хмарності; індекси « h », « m », « L » визначають належність певної величини до відповідного ярусу; f_{sr} - середня відносна вологість у відповідному ярусі.

Для відтворення радіаційних потоків короткохвильової сонячної радіації (КСР) були використані чотири методи параметризації потоків КСР: метод Тимофєєва [3], метод Альбрехта [3], метод Гаврилова [4] та метод, описаний в [5]. Перші два методи можна вважати емпіричними, два інші засновані на залежності радіаційних потоків від ефективної поглинаючої маси, для знаходження якої проводиться інтегрування за висотою. Різниця заключається в тому, що метод Гаврилова [4] дає потоки сонячної радіації для безхмарних умов. Для врахування впливу хмарності в значення приповерхневих потоків КСР нами вважалось за доцільне вводити поправку, для визначення якої необхідно знати бал хмарності, а метод [5] передбачає виявлення хмарних шарів, від розташування та потужності яких буде залежати значення функцій пропускання і кінцеве значення потоку сонячної радіації.

В основі методу [3] лежить розрахунок приповерхневих значень потоків короткохвильової сонячної радіації (F , Вт/м²) в залежності від загального балу хмарності, висоти Сонця та вологовмісту атмосфери

$$F = Q(h_{\oplus})\mu_1(1 - A_1), \quad (2)$$

$$\text{де } Q(h_{\oplus}) = \left(0,06 + 0,34 \frac{0,09 - 0,9 + 0,4 \sinh h_{\oplus}}{0,1 + 0,4 \sinh h_{\oplus}} \right) \frac{\sin^2 h_{\oplus}}{(\sinh h_{\oplus} + 0,107)} \omega_{\text{H}};$$

$$A_1 = \frac{0,04}{\sinh h_{\oplus} + 0,04} - \left(\frac{0,04}{\sinh h_{\oplus} + 0,04} - 0,08 \right) N_0;$$

$$\sin h_{\oplus} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\frac{\pi}{12} (t_{\text{д}} - 12) \right) - \text{синус висоти Сонця; } h_{\oplus} - \text{висота Сонця;}$$

δ - схилення Сонця; $t_{\text{д}}$ - час доби; $\mu_1 = 1 + \xi_{1,5} N_0 + \xi_{2,5} N_0^2$ - множник, який враховує послаблення поступаючої радіації хмарності;

$$\xi_{1,5} = 0,25 - 1,10 \sin \varphi + (0,045 - 0,044 \cos \varphi) h_{n\oplus};$$

$$\xi_{2,5} = -0,67 - 0,66 \sin \varphi + (0,044 \cos \varphi - 0,009 \cos(\varphi - 47) - 0,0517) h_{n\oplus};$$

φ - широта місця; h_{\oplus} - полуденна висота Сонця; ω_{H} вибирається в залежності від воло-

говмісту атмосфери $\omega = (1,55 + 0,046 N_0) e^{1,075}$ (де e - парціальний тиск на рівні 10 м): якщо $\omega \leq 0,5$, то $\omega_{\text{H}} = 1,235$; якщо $0,5 < \omega < 6,0$, то ω_{H} інтерполюється між значеннями 1,235 та 1,115; якщо $\omega \geq 6,0$, то $\omega_{\text{H}} = 1,115$. Загальний бал хмарності та нижнього ярусу N_0 та N_L визначається за методом Смагоринського.

Згідно з методом Альбрехта [3] потоки КСР біля поверхні моря розраховуються в залежності від загального балу хмарності та нижнього ярусу, а також астрономічного фактору - косинуса зенітного кута,

$$F = \left(1,25 \cos Ze - 0,2(\cos Ze)^{1/2} \right) f(N_0, N_L) \quad (3)$$

$$\text{де } Ze - \text{зенітний кут; } f(N_0, N_L) = 1 - 0,08 * N_L - 0,05(N_0 - N_L).$$

В основі методу [4] лежить знаходження функції пропускання, D_s , в залежності від оптичної маси, $M - m_i$, в шарі від верхньої границі розрахункової області до певного рівня, який розглядається (формула Мелера-Кастрова). Ми зберегли вид цієї формули, наведених автором в системі СГС

$$D_s(m_i) = 1 - 0,09 \left(\frac{M - m_i}{\sin h_{\oplus}} \right)^{0,303},$$

де $\sin h_{\oplus} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\frac{\pi}{12} (t_{\partial} - 12) \right)$ - синус висоти Сонця; h_{\oplus} - висота Сонця; δ - небесне схилення; t_{∂} - час доби.

Таким чином, потік сонячної радіації S буде визначатись наступним чином

$$S(m_i) = S_0 D_s(m_i) \sin h_{\oplus},$$

де S_0 - сонячна стала. Біля поверхні моря

$$S(m_1) = S_0 D_s(m_1) \sin h_{\oplus} f(N_0, N_L), \quad (4)$$

де $S(m_1) = F$.

Хмарність в даному методі враховується так, як і в формулі (3).

Повна оптична маса M та оптична маса від поверхні землі до певного рівня m_i в ГША розраховувалися наступним чином

$$M = \int_{i=1}^{i=N+D} \rho_i q_i dz; \quad m_i = \int_{i=1}^{i=d} \rho_i q_i dz,$$

де d - номер вертикального рівня в межах ГША, N та D - кількість рівнів в ГША та вище ГША відповідно. За верхню межу розрахункової області бралася висота 16 км. Тому для відтворення повної оптичної маси в цьому шарі використовувалися фактичні профілі температури повітря (T), тиску (P) та масової частки водяної пари (q).

В основі методу [5] визначена залежність радіаційних потоків, в тому числі й біля підстильної поверхні, не тільки від ефективної поглинаючої маси, але й від радіаційних коефіцієнтів, які, в свою чергу, залежать від форми та потужності хмари. Наприклад, якщо у верхньому ярусі буде наявна хмара, то при попаданні в неї сонячна радіація зменшиться у видимій області спектру на величину згідно з коефіцієнтом пропускання для даної форми хмари, і якщо нижче буде знаходитися хмара нижнього ярусу, то сонячна радіація при взаємодії з нею послабне на такий відсоток, який буде визначати коефіцієнт пропускання виявленої форми хмари нижнього ярусу та висота Сонця [6]. Навіть якщо хмари у верхньому ярусі не буде, все одно радіація Сонця при наявності тільки хмари нижнього ярусу зменшиться на той же відсоток, що й у попередньому випадку, коли існувала ще й хмара верхнього ярусу. Врахування хмарних шарів верхнього та середнього ярусів корисне лише тоді, коли хмар в нижньому ярусі немає, але якщо останні є, то потоки сонячної радіації біля поверхні моря визначаються виключно в залежності від радіаційних коефіцієнтів хмар нижнього ярусу. Таким чином, значення потоків КСР визначатимуться головним чином значеннями радіаційних коефіцієнтів, які у кожному ярусі та для кожної форми хмари мають своє значення і відповідним чином впливають на величини потоків. Не зважаючи на те, що даний метод не потребує визначення балу хмарності, для його застосування все ж необхідно коректно ідентифікувати хмарні шари. Для виявлення хмарних шарів використовувався метод, який передбачає появу хмари, коли відносна вологість на даному рівні перевищить відповідне для даного ярусу критичне значення відносної вологості. Таким чином, конденсація водяної пари в верхньому ярусі ($300 < P \leq 550$ гПа) має місце, коли відносна вологість прийматиме значення, що не менші 60 %; в середньому ярусі ($550 < P \leq 800$ гПа) –

коли відносна вологість буде більшою, аніж 75 %. Критичні значення для верхнього та середнього ярусів були встановлені згідно з [7]. Що стосується нижнього ярусу ($P > 800$ гПа), то для вибору оптимальних значень критичних значень відносної вологості нами були проведені два експерименти: в першому зберігалось стале критичне значення відносної вологості (традиційний метод) на протязі цілого року ($f_{кр}=90\%$), а в другому – задавався річний хід критичного значення відносної вологості в ГША згідно з фактичними характеристиками вологості в атмосфері (табл. 1).

Таблиця 1 - Критичні значення відносної вологості (%) для ідентифікації хмарності у різні місяці року над океаном

	Місяці року											
	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	88	87	91	87	91	93	95	92	91	90	87	85

Розглянемо більш детально основу методу [5] та особливості його модифікації при розрахунках потоків сонячної радіації на кожному з рівнів тропосфери. Сумарна сонячна радіація на кожному з рівнів у тропосфері визначається наступним чином

$$F_i = S'_i + D_i^\downarrow - D_i^\uparrow, \quad (5)$$

де S'_i , D_i^\uparrow та D_i^\downarrow - пряма сонячна, відбита від поверхні води та розсіяна вниз сонячна радіація відповідно на рівні i .

Якщо атмосфера безхмарна, то в ній істотний вплив мають тільки два види радіації: пряма сонячна та відбита від поверхні води радіація. Припускається, що розсіяна радіація відсутня. Вони описуватимуться наступним чином:

$$S'_i = S_0 \cos Ze \mathfrak{R}_1(m_{1i}), \quad (6)$$

$$D_i^\uparrow = S_0 \cos Ze \mathfrak{R}_2(m_2), \quad (7)$$

$$D_i^\downarrow = 0, \quad (8)$$

де \mathfrak{R} - функція пропускання; індекс «1» означає відповідну величину для прямої сонячної радіації, «2» - для відбитої від поверні моря; «3» - для пропущеної хмарою радіації; «4» - для відбитої від поверхні води радіації при хмарному небі; «5» - для відбитої від хмари радіації; m_{1i} - ефективна поглинаюча маса для прямої сонячної радіації на рівні i ; m_2 - ефективна поглинаюча маса всієї товщі атмосфери для відбитої від поверхні моря радіації.

Ефективні поглинаючі маси для різних видів радіації залежать від величини η_i :

$$m_{1i} = \frac{\eta_i}{\cos Ze}; \quad m_2 = \frac{\eta_1}{\cos Ze},$$

де $\eta_i = \int_{i=320}^{i=1} q_{i+1} \left(\frac{P_{i+1}}{1000} \right)^n dP$; $n = 1$; i - номер рівня розрахунку, причому $z(i)|_{i=321} = 16000$ м, а $z(i)|_{i=1} = 0$ м. Крок по вертикалі складає 50 м. Тобто, $z(i)|_{i=320} = 15950$ м.

Функція пропускання \mathfrak{R} залежатиме як від m_i , так і від радіаційних коефіцієнтів a та b

$$\Re(m_i) = a \cdot 0,463 + b \cdot [0,062 \exp(-0,945\sqrt{m_i}) + 0,450 \exp(-0,0292\sqrt{m_i})].$$

Остання формула описує функцію пропускання різних видів сонячної радіації в двох областях спектру: у видимій та ближній інфрачервоній. Величина 0,463 означає функцію пропускання для видимої частки сонячної радіації, яка враховує поглинання озonom. В квадратних дужках описується функція пропускання для ближньої інфрачервоної частки сонячної радіації, яка враховує поглинання водяною парою та вуглекислим газом. Через коефіцієнти a та b враховуються процеси пропускання або відбиття сонячної радіації в вищезазначених областях спектру при наявності хмар [6].

При хмарних умовах в надхмарному шарі сумарна радіація має такі складові:

- пряму сонячну радіацію

$$S'_i = S_0 \cos Ze \Re_1(m_{1i}); \quad (9)$$

- відбиту від хмари радіацію та відбиту від поверхні води радіацію при хмарному небі

$$D_i^\uparrow = S_0 \cos Ze (\Re_5(m_4) + \Re_4(m_5)). \quad (10)$$

Розсіяна вниз радіація тут відсутня $D_i^\downarrow = 0$.

У підхмарному шарі наявні такі види радіації:

- пропущена хмарою розсіяна радіація

$$D_i^\downarrow = S_0 \cos Ze \Re_{3i}(m_{3i}), \quad (11)$$

- відбита від поверхні води радіація при хмарному небі

$$D_i^\uparrow = S_0 \cos Ze \Re_5(m_4). \quad (12)$$

Пряма сонячна радіація дорівнює нулю, $S'_i = 0$.

Тут $m_4 = \frac{\eta_{BГX}}{\cos Ze} + \frac{\eta_1 - \eta_{BГX}}{\cos \vartheta}$ - ефективна поглинаюча маса для відбитої від по-

верхні води радіації при хмарному небі. Остання формула використовується за наявності одного хмарного шару або для верхнього хмарного шару при наявності декількох хмарних шарів, поки η_i не досягне верхньої межі нижчележачого хмарного шару. Фізичний зміст цієї формули треба розуміти таким чином: перша складова правій частині є ефективна поглинаюча маса до верхньої межі хмари. В знаменнику стоїть косинус зенітного кута розсіювання сонячних променів, тому що тут присутня пряма сонячна радіація. Друга складова – це ефективна поглинаюча маса шару повітря від верхньої межі хмари вниз до поверхні океану. В знаменнику другої складової стоїть середній косинус кута розсіювання хмарою сонячної радіації. Якщо в атмосфері виявлений не один хмарний шар, то в цьому випадку для хмарного шару, який лежить під верхнім першим шаром справедливе наступне

$$m_4 = \frac{\eta_{BГX}(1)}{\cos Ze} + \left[\sum_{n_{xm}=2}^{n_{xm}=n_{xm}} \frac{(\eta_{BГX}(n_{xm}) - \eta_{BГX}(n_{xm}-1))}{\cos \vartheta} \right] + \frac{\eta_1 - \eta_{BГX}(n_{xm})}{\cos \vartheta}$$

Пояснимо останню формулу. n_{xm} - це номер хмарного шару (нумерація починається зверху вниз). Тому, якщо ми маємо $\frac{\eta_{BГX}(1)}{\cos Ze}$, то це означає ефективну поглинаючу масу для надхмарного шару повітря самої верхньої (тобто першої за нумерацією) хмари. Ця формула починає діяти, якщо при розрахунках ми дійшли до верхньої границі другого хмарного шару. Перший доданок правої частини формули означає ефективну поглинаючу масу надхмарного шару першої хмари. Другий доданок означає шар повітря від верхньої межі першого, або вищого, хмарного шару до верхньої межі поточного шару. В сумму другого доданка можуть увійти декілька таких шарів в залежності від кількості виявлених хмарних шарів. Наприклад, якщо хмарних шарів три і як поточний хмарний шар ми маємо третю хмару, то даний доданок представлятиме суму шару від верхньої межі першого шару до верхньої межі другого шару і шару від верхньої межі другого шару до верхньої межі третього шару. При цьому вже враховується розсіювання хмарою радіації. Третій доданок правої частини формули означає шар повітря від верхньої границі поточної хмари до поверхні моря. Іншими словами, ми знаходимо ефективну поглинаючу масу усього стовба повітря від верхньої межі розрахункової області до поверхні моря з врахуванням хмарного розсіювання на шляху розповсюдження радіації. Слід відзначити, що процесом розсіюванням відбитої від поверхні води радіації нехтують, приймаючи до уваги тільки той процес розсіювання, який відбувався до досягнення радіації до поверхні води.

$m_5 = \frac{\eta_{BГX}}{\cos Ze}$ - ефективна поглинаюча маса для відбитої від хмари радіації при наявності одного хмарного шару в атмосфері або для першого хмарного шару. Якщо хмарних шарів декілька, то

$$m_5 = \frac{\eta_{BГX}(1)}{\cos Ze} + \left[\sum_{n_{xm}=2}^{n_{xm}=n_{xm}} \frac{(\eta_{BГX}(n_{xm}) - \eta_{BГX}(n_{xm}-1))}{\cos \vartheta} \right].$$

Позначення тут такі ж, як і у відповідній формулі для m_4 . Другий доданок в останній формулі свідчить про те, що при досягненні верхньої межі другого або нижчого хмарного шару радіація починає розсіюватися під кутом ϑ .

$m_{3i} = \frac{\eta_{BГX}}{\cos Ze} + \frac{\eta_i - \eta_{BГX}}{\cos \vartheta}$ - ефективна поглинаюча маса для пропущеної хмарою радіації, якщо хмарний шар один. Якщо хмарних шарів декілька, то

$$m_{3i} = \frac{\eta_{BГX}(1)}{\cos Ze} + \left[\sum_{n_{xm}=2}^{n_{xm}=n_{xm}} \frac{(\eta_{BГX}(n_{xm}) - \eta_{BГX}(n_{xm}-1))}{\cos \vartheta} \right] + \frac{\eta_i - \eta_{BГX}(n_{xm})}{\cos \vartheta}.$$

Позначення тут такі ж, як і в формулі для m_4 , за винятком останнього доданка правої частини формули. Він означає ефективну поглинаючу масу шару повітря від верхньої границі поточної хмари до поточного розрахункового рівня. Тобто, останні дві формули дозволяють знайти ефективну поглинаючу масу шару повітря від верхньої межі розрахункової області до поточного розрахункового рівня з урахуванням розсіювання радіації хмарами на шляху її розповсюдження.

$\mathcal{R}_5(m_4)$ - це функція пропускання для відбитої від поверхні води радіації при хмарному небі; $\mathcal{R}_4(m_5)$ - функція пропускання для відбитої від хмари радіації та $\mathcal{R}_{3i}(m_{3i})$ - функція пропускання для пропущеної хмарою радіації на поточному рівні i .

Результати дослідження та їх аналіз. Результати розрахунку кількості хмарності за методом [1] показані на рис. 1. Крива річного ходу балу хмарності над океанською станцією «С» отримана осередненням за місяць значень кількості хмарності. Тут криві 1 та 3 - це річний хід загального балу хмарності, а криві 2 та 4 – нижнього балу хмарності. Дві нижні криві (1 та 2) – це річний хід фактичного балу хмарності, а дві верхні (3 та 4) – розрахованого за фактичною інформацією. Зазначимо, що згідно з методом Смагоринського бали хмарності визначаються у всіх трьох ярусах. Загальним балом хмарності приймався максимальний бал зі знайдених балів хмарності трьох ярусів. Бал хмарності нижнього ярусу у більшості випадків був максимальним серед балів хмарності решти ярусів, оскільки вологість на нижніх рівнях над океаном завжди вища, аніж на більших висотах. Це призвело до того, що криві річного ходу розрахованих балів загальної хмарності та нижнього ярусу майже співпали. З першого погляду видно, що розраховані значення балу хмарності систематично завищуються в порівнянні з фактичними на 1-1,5 бали на протязі цілого року, окрім липня. Форма розрахованої та фактичної кривої річного ходу балів хмарності подібна в період з грудня до квітня, після якого вони мають протилежні тенденції до червня. В липні вони

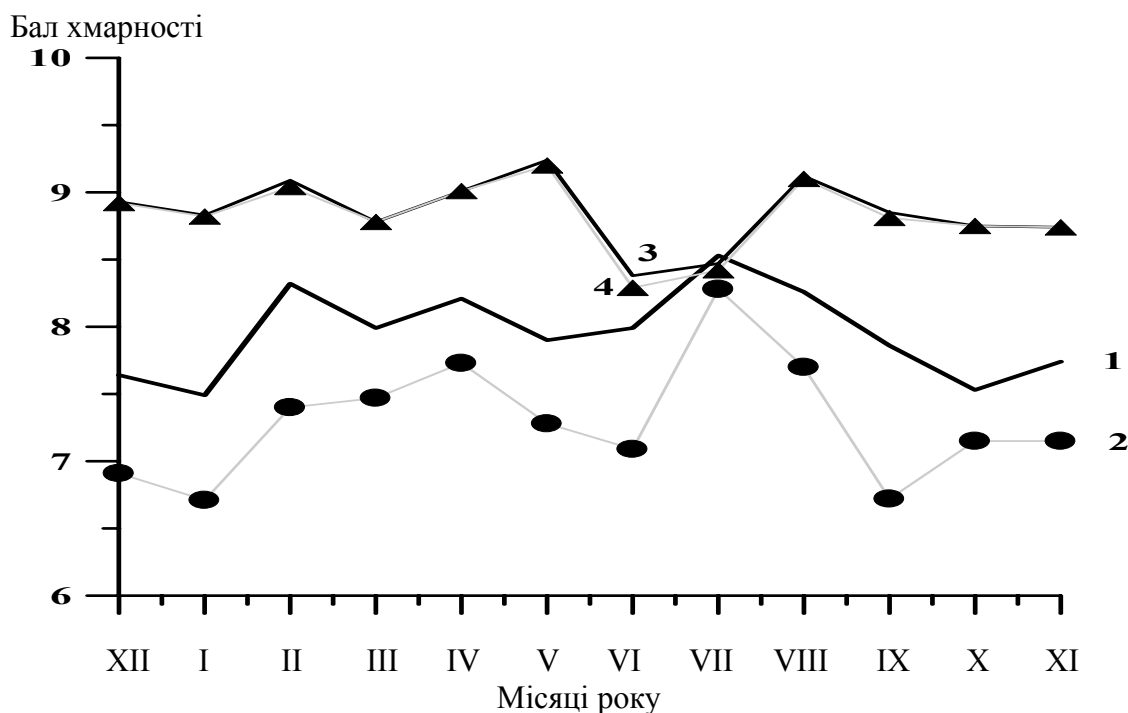


Рис.1 – Річний хід фактичних та розрахованих загального (криві 1 та 3) балу хмарності та та балу хмарності нижнього (криві 2 та 4) ярусу. Позначення в тексті.

майже збігаються, тоді як в серпні розходяться та складають абсолютну похибку біля 1 балу. Надалі знову встановлюється подібність у формах кривих річного ходу фактичної та розрахованої бальності, але зберігається розбіг кривих на 0,5-1,5 бали. Таке відхилення результатів розрахунку пояснюється тим, що метод Смагоринського, який був розроблений для умов суші, не зовсім підходить для морських умов. Потрібно знайти таку параметризацію кількості хмарності, яка б враховувала ті процеси, які відбуваються саме над морем. Підтвердженням такого висновку є результати досліджень при оцінці параметризацій потоків короткохвильової сонячної радіації.

Зробимо кількісну оцінку параметризації балу хмарності за допомогою статистичних методів обробки метеорологічної інформації, які спрямовані на розрахунок кое-

фіцієнтів кореляції та розбіжності [8] (табл. 2) між кривими розподілів (рис. 2) вибірок фактичних та розрахованих значень кількості хмарності.

Таблиця 2 - Коефіцієнти кореляції та розбіжності між вибірками фактичних та розрахованих значень загальної N_0 кількості хмарності та нижнього ярусу N_L

	N_0	N_L
Коефіцієнт кореляції	0,22	0,24
Коефіцієнт розбіжності	0,06	0,16

Коефіцієнти кореляції між вибірками фактичних та розрахованих значень загальної кількості хмарності та нижнього ярусу характеризуються дуже малими значеннями, тоді як коефіцієнти розбіжності досить низькі, що свідчить про майже точне співпадіння кривих повторюваностей даних вибірок (рис. 2), особливо в останній градації (9-10 балів) на рис. 2 а.

Тут розбіжність стосується головним чином балів хмарності з інтервалів 3-4 бали, оскільки метод Смагоринського не відтворює бали хмарності нижчі 3 балів. Зниження повторюваностей у вказаному інтервалі відбивається на завищенні повторюваностей випадків з балом хмарності від 6 до 8.

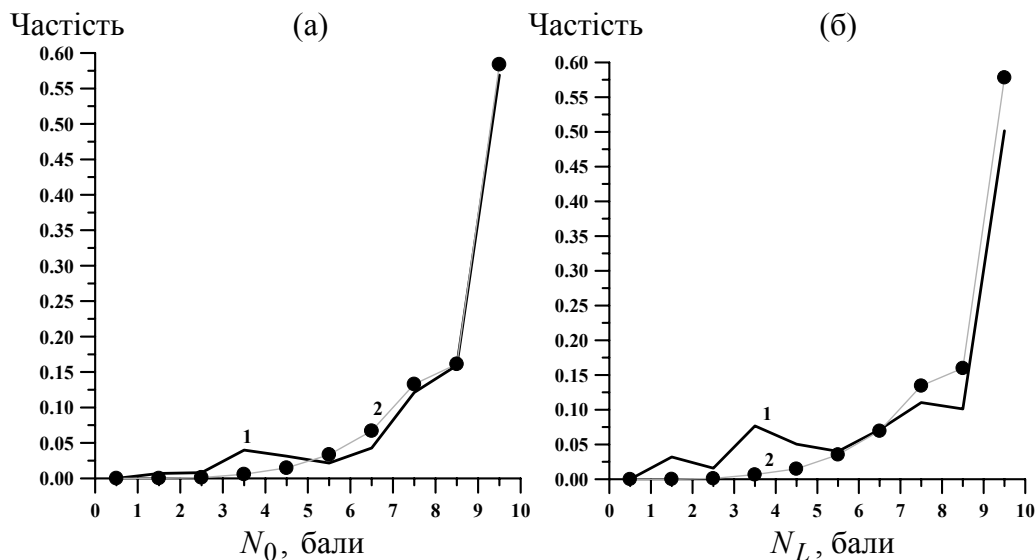


Рис.2 – Криві повторюваності фактичних (крива 1) та розрахованих (крива 2) за методом [1] балів загальної хмарності, N_0 , (а) та нижнього ярусу, N_L , (б).

Такий же характер відмінностей між кривими розподілу фактичної та розрахованої кількості хмарності нижнього ярусу спостерігається й на рис. 2 б, тільки тут розбіжності між кривими повторюваності більш виражені.

В кожен момент спостережень були розраховані потоки короткохвильової сонячної радіації (КСР) за різними параметризаційними схемами з використанням або фактичного балу, або розрахованого балу хмарності за умови, що решта інформації є фактичною (профілі температури повітря, тиску та масової частки водяної пари). В подальшому знаходилися середньомісячні їх значення, які наносилися на графік (рис. 3).

Річний хід потоків КСР, отриманих на базі використання розрахованого балу хмарності та вище описаних методів параметризації радіації, показують занижені значення

потоків сонячної радіації на протязі майже цілого року в порівнянні з фактичними даними. Найбільш успішним в параметризації потоків сонячної радіації біля поверхні моря виявився метод Тімофєєва. Потоки КСР, відтворені останнім як на базі фактичної, так і розрахованої інформації про кількість хмарності, характеризуються найменшою абсолютною похибкою. Причому вона в теплий період року більша, аніж в холодний при застосуванні усіх методів. Зниження потоків сонячної радіації, визначених з застосуванням розрахованого балу хмарності, пояснюється завищенням балу хмарності, одержаному за методом Смагоринського (рис. 1). Найменш вдалим виявився метод Альбрехта [3]. Потоки КСР, одержані цим методом при використанні і фактичної, і розрахованої кількості хмарності, свідчать про сильне заниження в порівнянні з фактом. Криві річного ходу потоків сонячної радіації, відтворені методом Гаврилова, використовуючи фактичний бал хмарності, показують добре відтворення в холодний період року, та деяке заниження в теплий, що пояснюється більшим впливом хмарності на сонячну радіацію саме в літній період, коли остання є досить інтенсивною.

Окрім візуального порівняння розрахованих потоків сонячної радіації, були отримані деякі статистичні характеристики, які свідчать про ступінь узгодження розрахованих та фактичних величин: коефіцієнти кореляції та розбіжності (табл. 3), а також криві повторюваності (рис. 4).

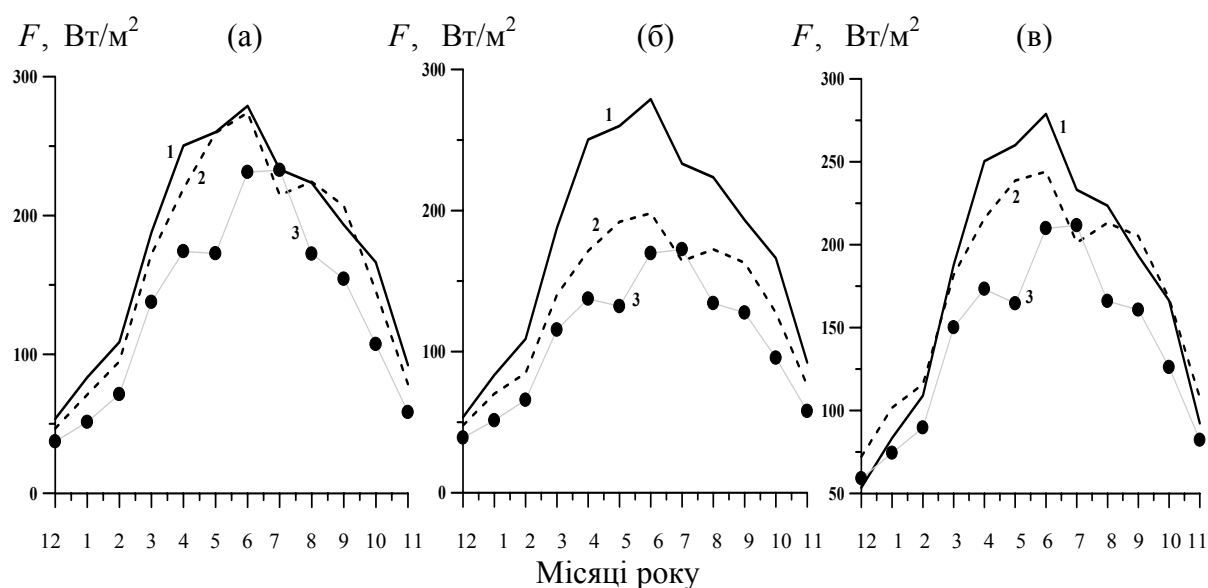


Рис.3 – Річний хід потоків короткохвильової сонячної радіації: фактичних (крива 1), розрахованих повністю на базі фактичної інформації (крива 2) та розрахованих на базі одержаного балу хмарності за методом [1] і решти фактичної інформації (крива 3). (а) – метод Тімофєєва [3]; (б) – метод Альбрехта [3]; (в) – метод Гаврилова [4].

Коефіцієнти кореляції між вибірками фактичних та розрахованих значень потоків сонячної радіації при використанні фактичної (експерименти - T1, A1, Г1) кількості хмарності (табл. 3) характеризуються досить високими значеннями (біля 0,90), тоді як при використанні розрахованої кількості хмарності (експерименти - T2, A2, Г2) вони приймають значення біля 0,70. Коефіцієнти розбіжності у всіх експериментах набувають низьких значень (менші або дорівнюють 0,20), що свідчить про високе узгодження результатів розрахунку з даними вимірювань.

Таблиця 3 - Коефіцієнти кореляції та розбіжності між вибірками фактичних та розрахованих значень потоків сонячної радіації при використанні фактичної (Т1 [3], А1 [3], Г1[4]) та розрахованої (Т2 [3], А2 [3], Г2 [4]) кількості хмарності

	Т1	Т2	А1	А2	Г1	Г2
Коефіцієнт кореляції	0,89	0,69	0,89	0,70	0,89	0,69
Коефіцієнт розбіжності	0,08	0,12	0,15	0,20	0,16	0,17

Криві повторюваності фактичних та розрахованих потоків КСР за методами Тимофєєва [3], Альбрехта [3], Гаврилова [4] при використанні розрахованого балу хмарності найкраще відтворюються методом Тимофєєва, оскільки крива 3 на рис. 4 (а) свідчить про спроможність методу відновлювати потоки з всього діапазону фактичних значень потоків з деяким завищенням кількості випадків зі значеннями потоків з інтервалу 175-225 Вт/м² та заниженням – з інтервалу від 250 до 900 Вт/м². Метод Альбрехта [3] при застосуванні розрахованої кількості хмарності відтворює потоки КСР в інтервалі 0-600 Вт/м², тоді як за фактом цей інтервал становив 0-900 Вт/м². Тобто, він занижає потоки, починаючи з 300 Вт/м², та завищує їх в інтервалі від 0 до 300 Вт/м². Метод Гаврилова [4] свідчить про заниження випадків з низькими значеннями потоків (0-100 Вт/м²), тобто коли в атмосфері відбувалося велике поглинання потоків за рахунок суцільної хмарності. В подальшому хід цієї кривої повторюваності подібний тому, який був і в попередніх випадках.

Криві повторюваності потоків КСР, отримані з застосуванням фактичного балу хмарності (криві 2 на рис. 4), показують меншу кількість випадків з низькими значеннями потоків КСР, аніж було насправді, але більшу кількість випадків зі значеннями потоків з інтервалу 225-325 Вт/м² в методі Тимофєєва [3], з інтервалу

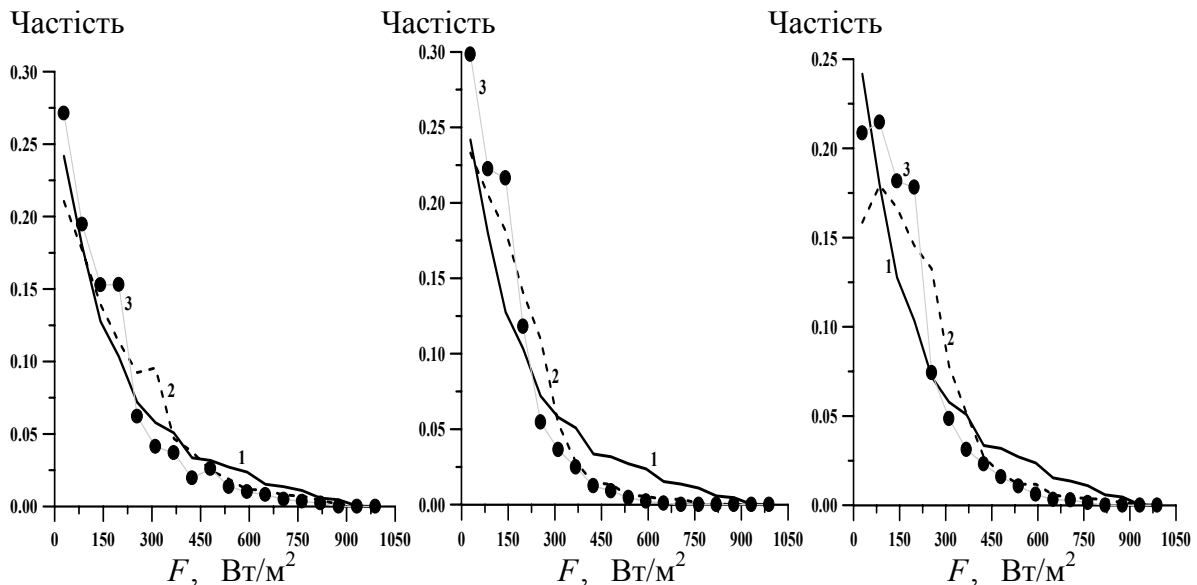


Рис.4 – Криві повторюваності фактичних (крива 1) та розрахованих за методами [3] - (а), [3] – (б), [4] – (в) при використанні фактичної (крива 2) та розрахованої (крива 3) кількості хмарності.

75-300 Вт/м² – в методі Альбрехта [3] та 100-450 Вт/м² – в методі Гаврилова [4]. Це наводить на думку, що усі три методи при високому фактичному балі хмарності відтворюють більші за значеннями потоки, ніж спостережені. При незначній хмарності крива повторюваності потоків, отриманих за фактичним балом хмарності (рис. 4 а, крива 2, метод Тимофєєва [3]) характеризується найкращим співпадінням з фактичною кривою повторюваності в діапазоні високих значень потоків. В решті методів ці криві відбивають заниження кількості випадків з високими значеннями потоків сонячної радіації.

В результаті використання методу, що описаний в [5], отримані потоки сумарної сонячної радіації на протязі цілого року через кожну годину за двома експериментами, які передбачають при ідентифікації хмар використання сталого критичного значення відносної вологості (експеримент А15) та його річного ходу (експеримент Б15). В результаті, щоб оцінити узгодження розрахованих та спостережених потоків КСР були отримані їх річні поведінки (рис. 5) та статистичні характеристики (коефіцієнти кореляції, розбіжності та криві повторюваності) (табл. 4, рис. 6).

Розраховані потоки КСР за експериментом А15 на рівні моря в порівнянні з фактичними потоками в деякій мірі завищуються в холодний період року, окрім лютого, а в теплий період року, особливо в травні, червні та липні, вони характеризуються меншими величинами, аніж були насправді. Обумовлено це, насамперед, тим, що при ідентифікації хмарності використовувалося значення критичної вологості, яке дорівнює 90 %, що сприяло збільшенню кількості випадків, коли хмара ідентифікована була, а її насправді не було. В холодний період року, навпаки, із-за високого критичного значення відносної вологості, багато хмарних випадків ідентифіковані не були, що збільшило величини потоків сонячної радіації біля поверхні моря.

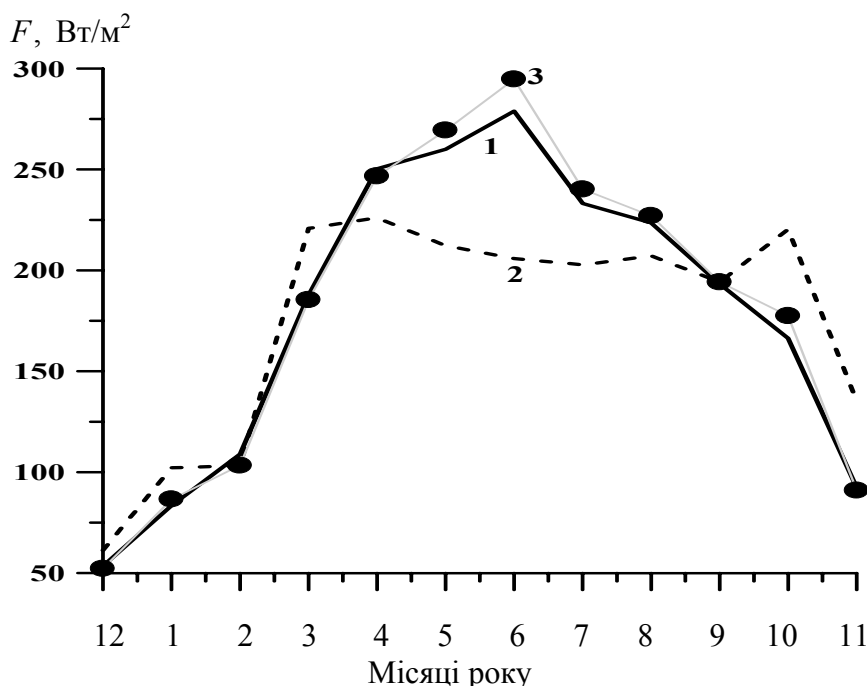


Рис. 5 – Річний хід фактичних (крива 1), розрахованих з експерименту А15 (крива 2) та з експерименту Б15 (крива 3) потоків сумарної сонячної радіації на рівні моря.

Потоки КСР з експерименту Б15 показують добре узгодження на протязі всього року. В літній період відбувається деяке завищення потоків, що свідчить про невелике недоврахування випадків з хмарністю.

Коефіцієнти кореляції є статистично значущими в обох експериментах (табл. 4). Коефіцієнти розбіжності свідчать про подібність кривих розподілів фактичних та роз-

рахованих вибірок. При застосуванні обох експериментів відмічається фіктивний максимум повторюваностей потоків КСР в інтервалі 150-300 Вт/м² та деяке зниження значень повторюваності в інтервалі від 300 до 600 Вт/м² (рис. 6). Це свідчить про те, що потоки сонячної радіації за рік були в деякій мірі заниженими, що може бути пов'язане, по-перше, з тим, що при ідентифікації хмарного шару, приймається, що він розповсюджується на все небо, тобто приймається суцільна хмарність, тоді як за

Таблиця 4 - Коефіцієнти кореляції та розбіжності між вибірками фактичних та розрахованих значень потоків сонячної радіації за експериментами А15 і Б15

	А	Б	Загальна кількість випадків
Коефіцієнт кореляції	0,56	0,61	3463
Коефіцієнт розбіжності	0,18	0,14	

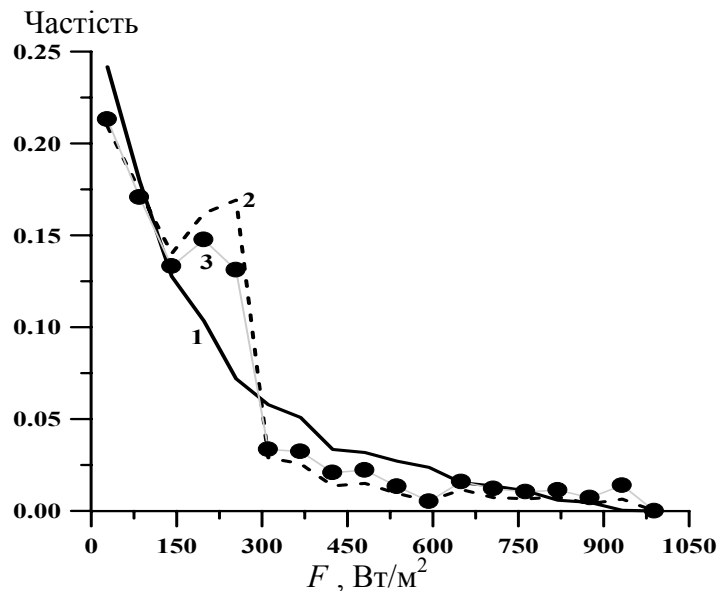


Рис. 6– Криві повторюваності фактичних (крива 1), розрахованих з експерименту А15 (крива 2) та з експерименту Б15 (крива 3) потоків сумарної сонячної радіації на рівні моря.

фактом так було не завжди. По-друге, радіаційні коефіцієнти задавалися незалежно від потужності хмари, тобто хмари в 50 м потужності і в 1500 м будуть мати один і той же коефіцієнт пропускання. Таке припущення використаного методу здається дуже грубим. Щоб зменшити похибки, зумовлені другою причиною, ми використали залежність значень коефіцієнтів пропускання та відбиття у видимій частині спектру від потужності шаруватої хмари, яка має наступний вигляд [6]:

$$a_3 = \exp\left(- (7,15 - 5,40\Delta H_{ob})\Delta H_{ob} + 0,56\Delta H_{ob}^{-0,1 \cos Ze}\right), \quad (13)$$

$$a_4 = 1 - \exp\left(- (6,42 - 5,40\Delta H_{ob})\Delta H_{ob} + 0,48\Delta H_{ob}^{-0,1 \cos Ze}\right), \quad (14)$$

де ΔH_{ob} - потужність хмари.

Уведення вищезначенної залежності спричинили в кінцевому результаті завищення потоків сонячної радіації у річному ході на 10-50 Вт/м² (рис. 7). Крива повторюваності розрахованих потоків КСР показує добре узгодження з кривою повторюваності фактичних потоків сонячної радіації (рис. 8). Правда, фіктивний максимум ще залишився, але він змістився на значення потоків біля 300 Вт/м² і є невеликим в порівнянні з попереднім випадком. Про більше узгодження отриманих

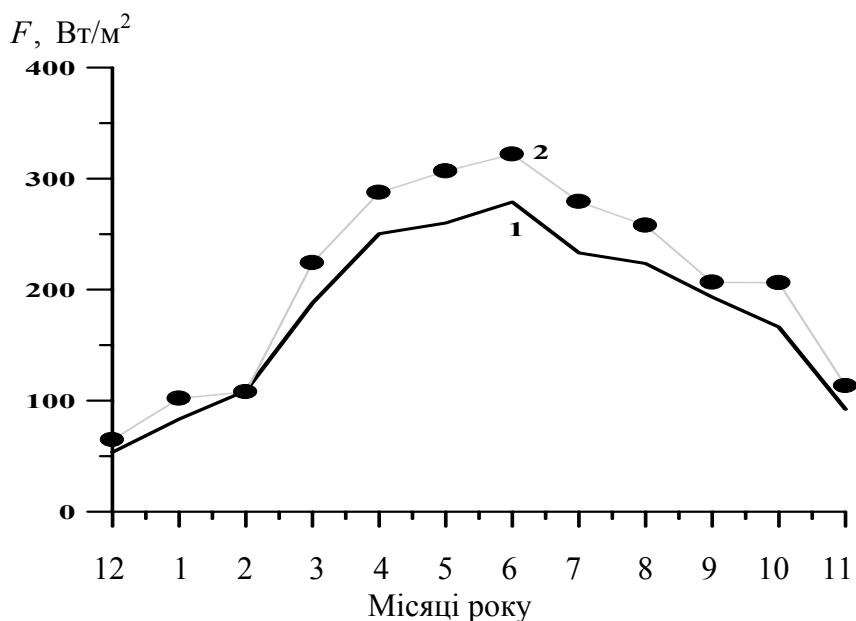


Рис.7 – Річний хід фактичних (крива 1), розрахованих з експерименту Б15 (крива 2) потоків сумарної сонячної радіації на рівні моря з урахуванням потужності хмар шаруватої форми.

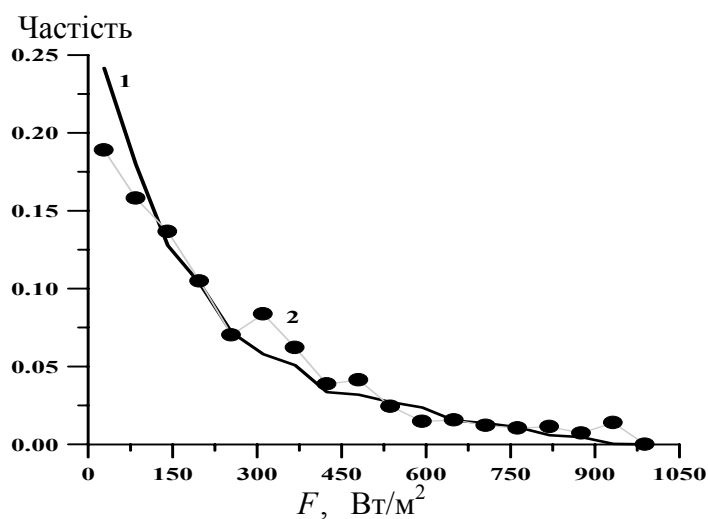


Рис. 8 – Криві повторюваності фактичних (крива 1), розрахованих з експерименту Б15 (крива 2) потоків сумарної сонячної радіації на рівні моря з урахуванням потужності хмар шаруватої форми.

потоків сонячної радіації свідчать також коефіцієнт кореляції, який склав величину 0,66, та коефіцієнт розбіжності, котрий дорівнює 0,09. В кривій повторюваності відмічається також збільшення кількості випадків зі значеннями потоків КСР з інтервалу 300-600 Вт/м², тоді як в попередньому випадку спостерігалися занижені значення повторюваностей з даного інтервалу. Відзначимо, що повторюваність з інтервалу від 0 до 100 Вт/м², зменшилася на 0,04.

Висновки. В результаті вищенаведеного аналізу можна зауважити, що при параметризації потоків сонячної радіації відіграє роль не тільки точність відтворення кількості хмарності, що є безперечно дуже важливим, але й точність використаних методів параметризації. Використання останнього варіанту параметризації потоків сонячної радіації є більш вигідним, оскільки, по-перше, він не потребує використання балу хмарності, який, як було показано вище, розраховується з похибками, сприяючи заниженню потоків КСР. По-друге, застосування даного методу дозволяє отримувати профілі потоків сонячної радіації з урахуванням хмарних шарів, які в подальшому використовуються в певному вигляді в рівнянні переносу тепла.

Результати даних досліджень дозволили рекомендувати для подальшого моделювання процесів граничних шарів атмосфери та океану найбільш вдалу (точну) схему параметризації короткохвильових радіаційних потоків. У другій частині даного дослідження будуть наведені результати аналізу використання схем параметризації довгохвильових радіаційних потоків.

Список літератури

1. *Smagorinsky J.* On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods // *Geophys. Monogr.* - Washington, 1960. - N 5. - p. 71-78.
2. *Казаков А. Л., Лухачев С. М.,* Специализированный архив данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана // *Математические модели в исследовании динамики океана.* – Новосибирск: ВЦ СОАН СССР, 1988. - С.82-95.
3. *Тимофеев Н.А.* Радиационный режим океанов. – Киев.: «Наукова думка», 1983. – 245 с.
4. *Гаврилов А.С.* Нестационарная задача о планетарном пограничном слое атмосфере с учетом радиационного теплообмена // *Труды ЗСРНИГМИ.* 1974. - Вып. 11. - С. 35-48.
5. *Динамическая метеорология. Теоретическая метеорология /* Под ред Д.Л. Лайхтмана. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 607 с.
6. *Облака и облачная атмосфера: справочник /* под ред Мазина И.П., Хргиана А.Х. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 647 с.
7. *Stensrud D.J.* Parameterization schemes. Keys to understanding numerical weather predictions models. Cambridge University Press, 2007. - 460 pp.
8. *Колинко А. В.* Статистическая структура крупномасштабных океанологических полей на Ньюфаундленском энергетическом полигоне // *Метеорология и гидрология.* 1990. – № 8. – С. 102–107.

Радиационные потоки – ключевой фактор взаимодействия атмосферы и океана. Коротковолновые потоки. Казаков А.Л., Иванова Е.В

В рамках одномерной численной модели пограничного слоя над океаном дана оцінка успішності використання відомих параметризацій коротковолнових потоків радіації, а також методу Д.Смагоринського для розрахунку бала хмарності над океанською поверхністю. Для цього був використаний унікальний спеціалізований архів даних спостережень створений по даним отриманим в період Першого глобального експерименту погоди 1978-1979 рр.

Ключевые слова: коротковолновая радиация, бал облачности, параметризация радиационных потоков.

The radiation flows is the key factor for the atmosphere and ocean interacting. The shortwave radiation flows. Kazakov A.L., Ivanova E.V.

The success estimation to use the well-known short radiation flows parameterizations and also the Smagorinsky's method to calculate a cloud ball over the ocean surface in limits of the one-dimensional numerical atmosphere boundary layer model over the ocean, was represented. So the special observed data archive, received during the First Global Weather Experiment (1978-1979), has used.

Key words: the short- and longwave radiation, the cloud ball, parameterizations of the radiative fluxes.