УДК 551.583:

КП

№ держреєстрації

Інв. №

### МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Адреса: 65016 м. Одеса, вул. Львівська, 15

тел. 63 62 08

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НДР

\_\_\_\_\_д.г.н, с.н.с. Тучковенко Ю.С.

«\_\_\_\_»\_\_\_\_2018 p.

3BIT

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

## ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОЇ СТРУКТУРИ ТУРБУЛЕНТНОГО ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ 3 МЕТОЮ ЕКОЛОГІЧНОГО МОНІТОРИНГУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

(заключний)

Науковий керівник НДР

кандидат географічних наук,

доцент

Лужбін А.М.

2018

Рукопис закінчено 30 грудня 2018 р.

### СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник,

к.г.н.,доцент

стар. вик., к.г.н

стар. вик., к.г.н.

А.М. Лужбін (Розділ 1, 2, 3, 4, 5) Н.М. Ювченко (Розділ 1, 2, 3, 4, 5) О.В. Іванова (Розділ 1, 2, 3, 4, 5)

#### РЕФЕРАТ

ГРАНИЧНИЙ АТМОСФЕРИ, МОДЕЛЮВАННЯ, ШАР ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ПІДСТИЛЬНОЇ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ВЕЛИЧИНИ, ПОВЕРХНІ, ТУРБУЛЕНТНІСТЬ, ПОТОКИ ТЕПЛА, ВОЛОГИ TA ІМПУЛЬСУ, ТЕМПЕРАТУРА ГРУНТУ, КОНЦЕНТРАЦІЯ СУМІШІ, ПРОМИСЛОВИЙ МАЙДАНЧИК, ДЖЕРЕЛО ЗАБРУДНЕННЯ.

Звіт про Н.Д.Р., 354 с.; табл. 38; рис. 75; кількість джерел 97.

Об'єкт дослідження - граничний шар атмосфери.

Мета дослідження – екологічний моніторинг північно-західного причорноморського регіону України.

Метод дослідження – чисельне моделювання скінченно-різнецевого аналогу системи рівнянь гідротермодинаміки та переносу суміші.

Мови одержання звіту: за договором ОДЕКУ, м. Одеса, вул.. Львівська,15

## **3MICT**

	ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ,	9
	ОДИНИЦЬ, КОРОЧЕНЬ ТА ТЕРМІНІВ	
	ВСТУП	15
1	ОПИС ДАНИХ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ АРХІВІВ З	
	ЕКСПЕРИМЕНТІВ, ПРОВЕДЕНИХ НАД ВІДКРИТИМ	
	ОКЕАНОМ ТА НАД ОДНОРІДНОЮ ПОВЕРХЕНЮ СУШІ	19
	1.1 Фізико-географічні особливості розташування	
	океанської станції «С» та австралійської рівнини навколо	
	пункту «НАҮ»	19
	1.1.1 Океанська станція «С»	19
	1.1.2 Австралійська рівнина навколо пункту «НАУ»	22
	1.2 Опис основних видів спостережень, які	
	використовувалися для верифікації моделей	25
	1.2.1 Види аерологічних, метеорологічних та	
	океанографічних спостережень за період Першого	
	глобального експерименту над океанською станцією «С»	25
	1.2.2 Види спостережень за період експерименту	
	Wangara	30
	1.3 Опис синоптичних процесів над Північною	
	Атлантикою в період першого глобального експерименту	33
2	МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ	
	ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНИХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ	
	ТА ОКЕАНУ	50
	2.1 Система рівнянь гідротермодинаміки, яка описує	
	фізичні процеси у вільному граничному шарі. Способи	
	замикання.	50
	2.2 Скінченно-різнецеві аналоги рівнянь, які описують	
	турбулентні процеси	59

	2.3 Система рівнянь гідротермодинаміки, яка описує	
	фізичні процеси у верхньому шарі океану	64
	2.4 Формування початкових та граничних умов	65
	2.5 Параметризація шару постійних потоків та інших	
	процесів підсіткового масштабу	66
3	ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ ВЗАЄМОДІЇ	
	«ГРАНИЧНИЙ ШАР АТМОСФЕРИ – ВЕРХНІЙ ШАР	
	ОКЕАНУ»	76
	3.1 Часова структура граничних шарів атмосфери та	
	океану по сезонам та за цілий рік	77
	3.2 Просторова структура граничних шарів атмосфери	
	та океану по сезонам та за цілий рік	103
	3.3 Верифікація параметризацій потоків рівняння	
	балансу тепла на границі атмосфера-океан	115
	3.4 Пошук оптимальних оптичних характеристик океану	
	при фактичних значеннях складових рівняння теплового	
	балансу та відтворення результуючої структури ГША при	
	модельних вхідних параметрах	118
4	МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ	
	ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНИХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ	
	ТА ПОВЕРХНІ СУШІ	126
	4.1 Рівняння теплового балансу на поверхні суші	126
	4.2 Рівняння теплопровідності ґрунту та чисельне його	
	рішення	128
	4.3 Формування початкових та граничних умов	129
5	ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ ВЗАЄМОДІЇ	
	«ГРАНИЧНИЙ ШАР АТМОСФЕРИ – ВЕРХНІЙ ШАР	
	ҐРУНТУ»	130
	5.1 Часова структура граничного шару атмосфери над	
	поверхнею суші	130

	5.2 Просторова структура граничних шарів атмосфери	
	та верхнього шару ґрунту	142
	5.3 Оцінка характеристик приземного шару атмосфери	148
6	ТРИВИМІРНА НЕСТАЦІОНАРНА	
	МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЧНА ЧИСЕЛЬНА МОДЕЛЬ	
	ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ, ПРИСТОСОВАНА	
	ДО ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО	
	РЕГІОНУ	154
	6.1 Математична постановка моделі	154
	6.2 Параметризація шару сталих потоків	158
	6.3 Параметризація процесів турбулентності	163
	6.4 Блок-схема числової реалізації вертикального	
	турбулентного обміну	164
	6.5 Рівняння балансу тепла та вологи на поверхні суші	168
	6.6 Початкові та граничні умови	172
	6.7 Методи реалізації	174
7	ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІВНІЧНО-	
	ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ ТА	
	СПЕЦІАЛІЗОВАНИЙ АРХІВ ДАНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ	180
	7.1 Фізико-географічні особливості північно-західного	
	причорноморського регіону	180
	7.2 Спеціалізований архів, призначений для перевірки	
	працездатності регіональної мезомасштабної моделі	181
	7.2.1 Огляд синоптичних процесів за період з 10 по 30	
	травня 1992 р.	183
	7.2.2 Структура спеціалізованого архіву.	191
8	ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ	
	ТРИВИМІРНОЇ МОДЕЛІ ГРАНИЧНОГО ШАРУ	
	АТМОСФЕРИ	210
	8.1 Умови проведення чисельного експерименту	210

	8.2 Особливості просторових розподілів основних	
	метеорологічних величин	215
	8.3 Особливості часових розподілів основних	
	метеорологічних величин	229
	8.4 Особливості вертикального розподілу основних	
	метеорологічних величин в ГША	233
	8.5 Особливості просторово-часового розподілу	
	основних метеорологічних величин в ГША	241
9	ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ РОЗПОДІЛИ СУМІШІ НАД	
	MICTOM	248
	9.1 Математична постановка задачі	248
	9.2 Характеристика промислових підприємств,	
	використаних в моделі, як джерел забруднення	
	атмосферного повітря	250
	9.3 Вхідні параметри	252
	9.4 Особливості просторового розподілу концентрації	
	сумішей над північно-західною частиною Причорномор'я	260
	ВИСНОВКИ	265
	ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ	269
	ДОДАТКИ	278
	Додаток А. Часовий хід температури поверхні океану за	
	цілий рік для різних експериментів 1,5 порядку замикання	279
	Додаток Б. Криві повторюваності фактичної та	
	розрахованої температури поверхні океану за сезонами та за	
	цілий рік для різних експериментів 1,5 порядку замикання	284
	Додаток В. Поля приземного тиску, температури	
	повітря та точки роси на висоті 2 м, а також масової частки	
	водяної пари, знятих на станціях 1-го ПСР, в період з 12 год	
	12 травня 1992 року до 12 год 15 травня 1992 року наведені	
	у додатку С.	315

Додаток Г. Фактичний часовий хід метеорологічних величин на АМСГ (Одесса), станціях Одеса-порт, Іллічівськ, порт Південний

Додаток Д. Фактичний часовий хід результатів строкових вимірювань на станціях Одеської області: Одеса-Обсерваторія, Роздільна в період 00 год 12.05.1992 до 24 год 14.05.1992 р.

Додаток Е. Фактичні профілі метеорологічних величин, отриманих з даних радіозондування, о 12 та 00 годин на станції Одеса-обсерваторія в період з 12.05.1992 до 14.05.1992р.

Додаток Є. Фактичні просторово-часові розрізи метеорологічних величин за даними радіозондування на станції Одеса-обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 00 год 15.05.1992 р.

ДОДАТОК Ж. Технічні характеристики організованих джерел з промислових майданчиків обраних підприємств за видами сумішей

346

343

329

331

## ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ, КОРОЧЕНЬ ТА ТЕРМІНІВ

Α	Альбедо земної поверхні	$A_{\infty}$	Допоміжна величина
В	Логарифм відношення	C <sub>S</sub>	питома теплоємність
	параметрів шорсткості для		ґрунту
	швидкості та температури		
c <sub>p</sub>	питома теплоємність	$C_1, C_2$	емпіричні сталі в рівнянні
	повітря		балансу вологи на
			поверхні ґрунту
$C_u, C_T$	інтегральні коефіцієнти	$\tilde{C}_u, \tilde{C}_T$	Значення універсальних
	переносу кількості руху та		сталих у законі «-1/3»
	тепла		
$d_1, d_2$	глибина проникнення	D	добовий період
	добових і сезонних		
	коливань вологості вглиб		
	ґрунту		
e	тиск водяної пари	E <sub>0</sub>	вертикальний
			турбулентний потік
			прихованого тепла
f	параметр Коріоліса	$f_u, f_T, f_q$	універальні функції
			профілів вітру,
			температури й питомої
			вологості в шарі сталих
			потоків
$f_N, f_L$	емпіричні функції, які	$f_{aeros}, f_w$	частки послаблення
	враховують вплив		сумарної радіації,
	загальної та нижньої		пов'язані з наявністю
	хмарності на радіаційні		аерозолю та водяної пари
	потоки		в атмосфері

$f_{C0}, f_{CL}$	частки покриття неба	$F_0$	довгохвильове
	хмарністю, загальної та		випромінювання водною
	нижнього ярусу		поверхнею
F <sub>a</sub>	довгохвильове зустрічне	F <sub>a0</sub>	довгохвильове
	випромінювання		випромінювання
	атмосфери		атмосфери при
			безхмарному небі
F <sub>a10</sub>	довгохвильове	F <sub>aM10</sub>	довгохвильове
	випромінювання		випромінювання
	атмосфери при суцільній		атмосфери при суцільній
	загальній хмарності		хмарності середнього та
			верхнього ярусів
F <sub>aL10</sub>	довгохвильове	F <sub>ef</sub>	ефективне довгохвилюве
	випромінювання		випромінювання
	атмосфери при суцільній		підстильної поверхні
	хмарності нижнього ярусу		
<i>g</i>	прискорення сили ваги	$g_u, g_T, g_q$	безрозмірні вертикальні
			градієнти швидкості,
			температури й питомої
			вологості в шарі сталих
			потоків
G	потік тепла в ґрунт або	h	висота шару сталих
	зовнішній тепловий		потоків
	баланс моря		
$h_{\Theta}$	висота Сонця	Н	висота області розрахунку
$H_0$	турбулентний потік	$H_u, H_T$	відношення висот рівнів
	явного тепла		для швидкості й
			температури

$K_u, K_T$	коефіцієнти вертикального	K <sub>s</sub>	коефіцієнт температуро-
	турбулентного обміну для		провідності ґрунту
	кількості руху й тепла		
K <sub>min</sub>	мінімальне значення	k <sub>w</sub>	коефіцієнт послаблення
	коефіцієнта вертикальної		сумарної радіації водяною
	тур-булентності поза		парою
	граничним шаром		
$k_0, k_L, k_m$	допоміжні коефіцієнти	L	масштаб довжини Моніна-
			Обухова
3	прихована теплота	$N_0, N_L$	бали загальної та нижньої
	випаровування		хмарності
	(конденсації)		
p'	відхилення тиску від	p	атмосферний тиск
	стандартного		
$p_R$	тиск стандартної	Р	атмосферні опади
	атмосфери		
<i>q</i>	питома вологість повітря	$q_*$	масштаб зміни питомої
			вологості в шарі сталих
			потоків
q'sT	похідна від насиченої	Q	сумарна короткохвильова
	питомої вологості по		радіація
	температурі		
R	універсальна газова стала	$R_1,, R_6$	значення інтегральних
	для сухого повітря		чисел Річардсона, що
			визначають границі
			діапазонів нестійкості в
			шарі сталих потоків

Re	число Рейнольдса для	Ri <sub>B</sub>	інтегральне число
	шорсткості		Річардсона
S	вертикальний градієнт	$S_1,, S_4$	допоміжні величини
	потенційної температури		
	поза граничним шаром		
t	Час	Т	абсолютна температура
			повітря
$T_R$	температура стандартної	T <sub>s</sub>	температура ґрунту
	атмосфери		
<i>T</i> <sub>0</sub>	температура поверхні	и	зональна складова
	Землі		швидкості вітру
U*	динамічна швидкість	U	модуль швидкості вітру
Ug	зональна складова	v	меридіональна складова
	геострофічного вітру		швидкості вітру
$V_g$	меридіональна складова	w	вертикальна складова
	геострофічного вітру		швидкості вітру
$W_g, W_2$	об'ємна вологість ґрунту в	W <sub>max</sub>	максимальне значення
	поверхневому шарі та		об'ємної вологості для
	інтегральна по всьому		даного виду ґрунту
	шару грунту		
<i>x</i> , <i>y</i> , <i>z</i>	координатні осі в	$x_c, y_c, z_c$	координатні осі в
	криволінійній системі		декартовій системі
	координат		координат
$Z_{u}, Z_T, Z_q$	параметри шорсткості для	Z <sub>s,</sub>	координатна вісь у ґрунті
	швидкості вітру,		
	температури й вологості		
$Z_{H,}$	висота граничного шару	Ze	зенітний кут
α	висота рельєфу	$\alpha_x, \alpha_y$	кути нахилу рельєфу
			уздовж координатних
			вісей

$\alpha_N, \alpha_{-\infty}$	відносини коефіцієнтів	$\alpha_T$	відношення коефіцієнтів
	турбулентності для		турбулентності для
	кількості руху й тепла при		кількості руху та тепла
	нейтральній та сильній		
	нестійкості		
α2	модуль кута нахилу	α <sub>H</sub>	параметр Халстеда
	рельєфу		
β	емпірична стала у	χ	кут падіння сонячних
	логарифмічній + лінійній		променів на похилу
	формулі		поверхню
δ	схилення Сонця	$\delta_{b}$	коефіцієнт сірості
$\Delta_{x,y}$	крок сітки по горизонталі	$\Delta_t$	часовий крок
$\Delta_s$	перший крок сітки в ґрунті	φ	широта
$\varphi_u, \varphi_T, \varphi_d$	універсальні функції	$\tilde{\varphi}_u, \tilde{\varphi}_T$	універсальні функції
	профілів для швидкості		профілів вітру й
	вітру, температури й		температури в режимі
	вологості в шарі сталих		вільної конвекції
	потоків		
$\gamma_u, \gamma_T$	емпіричні сталі	η	напрямок вітру
K	стала фон Кармана	λ	параметр плавучості
$\lambda_s$	коефіцієнт	μ	коефіцієнт горизонтальної
	теплопровідності ґрунту		турбулентності
V	кінематичний коефіцієнт	$\pi$	аналог відхилення тиску
	в'язкості повітря		
θ	потенціальна температура	$ heta_*$	масштаб зміни
			потенційної температури в
			шарі сталих потоків
9	відхилення потенціальної	$\rho, \rho_s, \rho_w$	щільність повітря, ґрунту
	температури		та води

σ	стала Стефана-Больцмана	$\sigma_{e}$	допоміжна величина
τ	турбулентний потік	Ω	годинний кут
	кількості руху		
$\psi_a$	азимут проекції нормалі	$\psi_u, \psi_T$	функції, що враховують
	до поверхні нахилу		відхилення профілів вітру
			й температури від
			нейтральної стратифікації
$\psi^c_{\mu}, \psi^c_{\tau}$	відхилення профілів від	ζ	безрозмірна висота
	нейтральної стратифікації		
	при вільній конвекції		

Індекси:

Декартова	система	h	значення величин на верхній			
координат			границі шару сталих потоків			
значення	параметра на	j + 1	прогностичне значення			
попередньог	му кроці за					
часом						
значення	величини	R	значення в стандартній			
великомасш	табного процесу		атмосфері			
величина,	що відноситься	sat	Значення при насиченні			
до ґрунту						
значення	величини на	0				
поверхні Землі						

#### ВСТУП

Проблема охорони навколишнього середовища в теперішній час стоїть достатньо гостро. В сучасну епоху науково-технічного прогресу антропогенний вплив на природне середовище стає все більш інтенсивним та масштабним. Серйозну небезпеку представляє забруднення атмосфери, гідросфери та літосфери, яке постійно має тенденцію до посилення. За останнє десятиріччя міжнародною проблемою став захист атмосфери від забруднення – наслідок господарської діяльності людини. Дійсно, порівняно з іншими складовими атмосфера, яка володіє більшою середовища існування, просторовою мобільністю, забруднюється найшвидше. Поряд зі створенням можливостей підвищення рівня життя розробка та інтенсифікація сучасних технологічних процесів привели до появи абсолютно нових типів хімічних речовин, які мають корозійний та комплексний вплив, небезпечний як для життя людини, так і взагалі всього живого в зоні їх розповсюдження. Постійною проблемою в місцях, наближених до джерел викидів, а також в більш поширених районах, які оточують промислові зони та міста, являються традиційні забруднення пилові частинки, оксиди сірки та азоту. На сьогодні глобальне розповсюдження забруднень стає предметом серйозних обговорень. У зв'язку з цим найбільшу важливість набувають проблеми контроля якості та регулювання стану навколишнього середовища. Інструментарієм останнього є використання різних методів визначення забруднюючих речовин, контролю стану повітря та газових потоків, аналізу природних вод, дослідження екологічного стану ґрунту, екологічного нормування по значенням гранично допустимих концентрацій, гранично допустимого рівня, тимчасово допустимих концентрацій та токсичності.

Інструментальний спосіб контролю за станом навколишнього середовища є безперечно необхідним та важливим, як для оперативного екологічного моніторингу, так і для отримання майбутнього стану середовища, а також

визначення стратегії контроля в області охорони природи. Природне середовище характеризується великою багатоманітністю поєднань різних метеорологічних, гідрологічних, літосферних та астрономічних умов, які в кожний момент часу формують свою унікальну просторову структуру фізичних систем. Таким чином, при організації спостережень доцільно здійснювати системний підхід, який в останні роки отримав назву «всебічний аналіз оточуючого природного середовища». При системному підході цілком допустиме припущення про квазіоднорідність забруднення в межах різних територіально-економічних районів. Такі райони являються складними системами, які характеризуються великим числом змінних параметрів, прямими та оберненими зв'язками між величинами, їх значною часовою мінливістю. Аналітично описати таку систему практично неможливо, однак підхід можливо реалізувати. якщо використовувати метод математичного моделювання. Останній включає в себе використання систем рівнянь гідротермодинаміки, які описують існування просторово-часових структур атмосфери. цикли гідросфери та верхнього шару ґрунту, a також рівняння переносу забруднюючих сумішей умовах сформованих метеорологічних В та гідрологічних полів.

В цій роботі для досягнення поставленої мети використовувалися чисельні методи математичного моделювання.

За рахунок нерозривної єдності усіх компонентів природного середовища, які мають взаємну безперервну взаємодію між собою та взаємовплив, важливо описувати основні фізичні процеси за допомогою згаданих вище методів з певною достовірністю. Для цього на першому етапі нашої роботи була здійснена спроба оцінити різноманітні методи параметризацій процесів підсіткового масштабу на базі фактичного матеріалу, використовуючи одновимірну чисельну математичну модель граничного шару як випробувального полігону для апробації та верифікації різноманітних способів опису тих чи інших мілкомасштабних процесів. Така оцінка була зроблена окремо над водною поверхнею та над сушею, оскільки дослідна територія, над якою планується проведення екологічного моніторингу, представляє собою територію з неоднорідним типом підстильної поверхні (суша-море). Тому виявлення основних властивостей відновлення термодинамічної структури граничного шару атмосфери, океану та верхнього шару ґрунту є досить важливим кроком в отриманні в подальшому більш реалістичних полів розповсюдження забруднюючих речовин.

Рівень сучасного дослідження стану повітряного басейну над різними видами підстильної поверхні за допомогою чисельного моделювання в широкому діапазоні масштабів від декількох метрів до десятків тисяч кілометрів дуже високий. Існує велика кількість робіт, присвячених проблемі моделювання граничних шарів з різними прикладними задачами, яких з'явилося особливо багато в останні 20 років. Намітилося три напрями в моделюванні атмосферних процесів. В першому дослідники використовують розробки тих чи інших центрів прогнозування погоди для вирішення задач в граничному шарі атмосфери. В основному це глобальні моделі атмосфери для отримання прогнозів різної завчасності, а також для моделювання змін клімату, які потребують досить великих чисельних ресурсів. Лідируюче положення серед глобальних моделей середньострокового прогнозу погоди займає модель ECMWF (Европейский центр среднесрочного прогноза погоды) [1]. Також дуже поширені моделі WRF (американская региональная модель) [2-5], ICON (немецкая модель) [6, 7], САМ5 (Национальный центр атмосферных исследований США) [8], ALADIN (Франция и страны Центральной и Восточной Европы) [9], МС2 (Канада) [10], глобальная оперативная модель атмосферы ПЛАВ20 (Гидрометцентр России) [11, 12] та інші. В другому напрямі застосовуються окремі моделі ГША, в яких турбулентність описується на базі перших принципів аеродинаміки, методом прямого чисельного моделювання (Direct Numerical Simulation чи DNS) та методом моделювання крупних вихорів (Large Eddy Simulation или LES) [13-20]. Третій напрям використовує чисельні моделі граничного шару атмосфери з застосуванням напівемпіричних методів замикання [21-24] та методів замикання високого порядку [25, 26]. Найбільш повний опис сучасного стану проблем теоретичного моделювання граничного шару атмосфери наведено в [27, 21]. Причому особлива увага надається вивченню процесів в стійкому граничному шарі [28-32].

В рамках поставленої задачі ми переслідуємо мету не вдосконалення існуючих методів та моделей чисельного моделювання і навіть не отримання прогнозу погоди над заданим регіоном, хоча така модель дає змогу здійснити короткострокове та середньострокове прогнозування полів метеорологічних величин біля землі та на основних ізобаричних поверхнях над різними типами підстильної поверхні. Основну мету нашої задачі можна відзначити як тобто таку, яка, використовуючи певні методи чисельного прикладну. прогнозування, вивчає особливості термодинамічної структури ГША та просторового забруднюючих розподілу різноманітних речовин при синоптичних, метеорологічних та гідрологічних умовах.

## 1 ОПИС ДАНИХ СПЕЦІАЛІЗОВАНИХ АРХІВІВ 3 ЕКСПЕРИМЕНТІВ, ПРОВЕДЕНИХ НАД ВІДКРИТИМ ОКЕАНОМ ТА НАД ОДНОРІДНОЮ ПОВЕРХЕНЮ СУШІ

1.1 Фізико-географічні особливості розташування океанської станції «С» та австралійської рівнини навколо пункту «НАУ»

1.1.1 Океанська станція «С»

Відомо, що основними кліматоутворюючими факторами є сонячна радіація, циркуляція атмосфери та властивості підстильної поверхні [33]. Для подальшого аналізу результатів розрахунку є бажаним коротко розглянути деякі особливості впливу цих факторів на клімат океанської станції (ОС).

Відмінною особливістю місцезнаходження станції є її розташування в північній частині гідрологічної фронтальної зони північного полярного фронту та Північно-Атлантичної течії. Пов'язані з цією зоною температурні контрасти підстильної поверхні сприяють підтримці циклогенезу, про що свідчить велика повторюваність проходження циклонів [34, 35] та значна синоптична мінливість метеорологічних параметрів атмосфери і теплових потоків. З іншої сторони, ОС розташована в центральній частині морського помірного кліматичного поясу та достатньо рівновіддалена від прямих материкових або острівних впливів.

Згідно зі середньо кліматичним розподілом приземного тиску взимку ОС знаходиться на південно-західній периферії головного кліматичного центру дії атмосфери в Північній Атлантиці, Ісландської депресії, в яку вливається більша частина циклонів, які пройшли через район ОС [34]. Влітку у зв'язку з сезонним підвищенням тиску над Північною Атлантикою та посиленням Азорського максимуму на фоні послаблення контрастів температури поверхні океану ОС знаходиться на північній периферії вказаного антициклону, і в результаті циклони, які проходять через неї, виявляються не дуже глибокими [36]. В перехідні сезони зростає повторюваність крупномасштабних процесів з чітко вираженим меридіональним переносом. Зокрема, від зими до весни циклонічна діяльність над океаном слабшає [37]. Зимовий пояс високої повторюваності циклонів витягнутий від берегів Північної Америки на північний схід до Норвезького моря, який весною розривається між островом Ньюфаундленд та Гренландією і стає орієнтованим більш зонально. Район ОС виявляється не тільки в районі підвищеної повторюваності антициклонів, але й в районі підвищеної повторюваності циклонів. Таке положення свідчить не про формування класичних блокуючих пар (циклон-антициклон), а скоріше про загальну активізацію атмосферних збурень, які виникають тут під впливом великих градієнтів температури на поверхні океану. Від літа до осені спостерігається деяке заглиблення циклонів, в також розповсюдження на південь усієї області підвищеної повторюваності циклонів, особливо над центральною та східною акваторіями океану. Площа цієї області менше, аніж взимку та весною. В жовтні зберігається широтний субтропічний пояс підвищеної повторюваності антициклонів, однак в порівнянні з липнем, вони спостерігаються рідше в 1,5 рази. В цей період на ОС також спостерігається мала повторюваність антициклонів.

Очевидно, що близькість ОС до полярного гідрологічного та полярного атмосферних фронтів зумовлює відповідні особливості складових теплового балансу, тобто вони підпадають під вплив не тільки теплофізичних та динамічних характеристик поверхневого шару океану, але й циркуляційних особливостей. Таким чином, циклонічна діяльність та пов'язана з нею хмарність на протязі усього року призводять до значного зменшення прямої та збільшення розсіяної короткохвильової радіації, зменшується також ефективне довгохвильове випромінювання. Посилення вітру поблизу атмосферних фронтів та часті вторгнення арктичних повітряних мас призводять до значного збільшення турбулентних потоків явного та прихованого тепла (при вторгненні холодного арктичного повітря перепади масової частки водяної пари та температур в приводному шарі значно зростають). Тому район ОС виявляється зоною інтенсифікації процесів взаємодії атмосфери та океану, що, в свою чергу, призводить до збільшення вологи та нагріву атмосфери. Не дивлячись на близькість полярного атмосферного фронту, з яким пов'язані інтенсивні вертикальні рухи, суми опадів не такі великі, як можна було би очікувати. Це, очевидно, пов'язане з тим, що в зимовий час кліматичне розташування атмосферного полярного фронту знаходиться південніше станції, а арктичні повітряні маси, як відомо, менш вологоємні. Влітку для периферії антициклону, не дивлячись на близькість полярного фронту (правда, не такого активного, як взимку), характерними є стійка стратифікація в нижній тропосфері, низхідні рухи та тумани.

Виходячи з аналізу карт баричної топографії [38] район ОС, за винятком весняного періоду, знаходиться в області ймовірного розташування північної або південної планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ) помірних широт. Причому в літній час можливе їх злиття (приблизно чверть випадків). Для ПВФЗ характерні великі горизонтальні градієнти температури та геопотенціалу, також великі швидкості горизонтальних та вертикальних рухів. На а формування та мінливість ПВФЗ, окрім згаданої вище зони контрастів температури в приводному шарі та в нижній тропосфері, впливають ще й контрасти екватор-полюс, зосереджені поблизу 40<sup>0</sup> пн.ш. [35], висотні гребені та улоговини. Розташування останніх визначається розташуванням материків, їх сезонним нагрівом та охолодженням. Таким чином, наприклад, згідно з рельєфом висотних полів геопотенціалу АТ-200, який формується, над Північною Атлантикою взимку та влітку превалює південна меридіональна складова потоку [39]. Звідси випливає, що клімат середньої та верхньої тропосфери над ОС в значному ступені контролюється глобальними неоднорідностями підстильної поверхні та загальною циркуляцією атмосфери. Радіаційний нагрів та охолодження вільної атмосфери визначається не тільки астрономічними факторами, але й вмістом водяної пари та інших аерозолів,

розподіл яких формується горизонтальним та вертикальним (упорядкованим та неупорядкованим) переносами.

В більш верхніх шарах, зокрема, в нижній стратосфері, у зв'язку зі зменшенням впливу неоднорідностей підстильної поверхні, чітко проявляються зональність та сезонна мінливість радіаційних припливів тепла. Температурний радіаційною В основному режим визначається поглинальною та випромінюючою властивістю атмосфери на цих рівнях і висотою Сонця, що не виключає, однак, адвективних та зовнішніх (наприклад, тропосферних) взаємодій. Відповідним чином формується і середня атмосферна циркуляція: взимку внаслідок охолоджування полярних районів створюється стратосферний циклон, влітку – теплий стратосферний антициклон. Причому останній характеризується відносно спокійним режимом, що частково пов'язано з «ізоляцією» тропосфери, тоді як взимку із-за великих меридіональних градієнтів температури (геопотенціалу) і при взаємодії тропосферних або інших процесів можуть виникати значні перетворення циркуляції, особливо в другу половину холодного півріччя (наприклад, роздвоєння центра полярного циклону, стратосферні потепління та інші явища) [35]. Таким чином, район ОС влітку знаходиться в помірній або малоградієнтній області зі слабкими східними вітрами, а взимку – в інтенсивній градієнтній зоні з сильними західними вітрами, які частково перериваються південними потоками з підвищенням температури. Тому можна рахувати, що район ОС підлягає впливу глобальних циркуляційних процесів.

#### 1.1.2 Австралійська рівнина навколо пункту «НАУ»

Дані спостережень були отримані в результаті проведення експедиції на рівнину південної Австралії з центром в «НАУ» з координатами 34<sup>0</sup> пд.ш., 144<sup>0</sup> сх.д. в період з 15 липня до 27 серпня 1967 года (всього 43 дня та 12 год). Необхідно зазначити, що в цьому періоді існує пропуск, який доводиться на

період з 21 дня 15 год до 25 дня 12 год. Частина Вангара-даних, які ми використали, являють собою результати метеорологічних і аерологічних спостережень, які проводяться через кожні 3 год та включають температуру повітря, тиск, масову частку водяної пари, складових швидкості вітру [40]. названий «Wangara», що для австралійських Проект був аборигенів переводиться як західний вітер, оскільки однією з принципових цілей було вивчення велико-, мезо- та мілкомасштабних процесів, які включають в себе холодні фронти, лінії шквалів, розміром порядку 50 км. Останні мають значний вклад в вертикальний потік кутового імпульсу в поясі західних вітрів. Інтерес в цьому питанні був викликаний результатами чисельного моделювання на планетарних масштабах. Ці результати показали, що при відносно великому кроці по горизонталі (приблизно 500 км) вертикальний потік імпульсу в синоптичному масштабі на верхній границі граничного шару був малий та напрямлений уверх, а не вниз, як це було необхідно для балансу.

Відповідно баланс в моделі досягався фіктивною меридіональною циркуляцією. Ці моделі не могли описати мезомасштабні процеси з необхідним просторовим розділенням, щоб довести або спростувати їх важливість в балансі кутового імпульсу.

Тому експеримент був здійснений, щоб перевірити внесок процесів такого малого масштабу біля верхньої межі граничного шару атмосфери в регіоні превалюючих західних вітрів. Вертикальні потоки імпульсу вищезгаданого масштабу можуть бути оцінені зі значною точністю мережею радіозондових спостережень в оперативному режимі над плоскою поверхнею південно-австралійської глибинки взимку, більшості коли У випадків домінували західні вітри та в цілому часто спостерігались меридіонально орієнтовані хвилі холодних фронтів. Цей висновок був зроблений на основі інструментальних похибок при вимірюванні швидкості вітру мережею, яка складалась з чотирьох станцій радіозондових спостережень, розташованих по кутам квадрата зі стороною в 60 км, з використанням рівняння нерозривності, осередненої вертикальної швидкості на висоті 1 км зі стандартною похибкою

меншою, ніж 2 см/с. Із-за значної горизонтальної однорідності за рельєфом похибки у вимірюванні напрямку вітру будуть не систематичними, тоді як при оцінюванні вертикального переносу імпульсу вплив неоднорідності підстильної поверхні на протязі досить великого періоду повинен був бути знехтуваним.

Другою метою експедиції стало отримання даних спостережень для більш адекватного опису процесів граничного шару. В результаті проведення експедиції The Great Plains (1953) були отримані дані спостережень дуже високого класу, але невичерпні, тому невизначеність залишалась. Наприклад, функції A, B, C, D Зілітінкевича і Чалікова (1968) в будь-яких випадках визначаються незадовільно, перш за все при стійкій стратифікації, при цьому турбулентні характеристики потребують більш детального вивчення.

Для проведення експерименту була вибрана велика за площею територія, яка оточувала пункт Нау, та характеризувалася низьким рослинним покровом. Окрім смуг евкаліпту висотою вище 30 м уздовж річки Murrumbidgee та дещо менших за висотою дерев уздовж річки Lachlan, а також розсіяних дерев уздовж декількох інших зазвичай сухих невеликих водотоків висотою в основному меншою 10 м, рослинність являє собою дуже рідку траву та бобові кущі з низькими вічнозеленими чагарниками, які зустрічаються деінде. Висота першої майже завжди не перевищує 2-3 см, тоді як висота чагарників сягала 25-40 см. В серпні в нормальні сезони спостерігається різкий ріст бобових, але в 1967 році була сильна засуха, яка призвела до того, що в цілому неоднорідностей в рослинному покрові в період проведення експерименту не було. Зрошувальні пасовища прилягали досить близько до річки, де висота рослинного покрову складала величину від 5 до 10 см.

Для проведення спостережень було обрано 5 станцій, чотири з яких рівномірно розташовані приблизно по кутам розглядуваного квадрату з метою забезпечення безперервності роботи та одна близько до центральної точки. Останньою є станція Нау. Область вивчення є квадрат, який оточує цю станцію з довжиною сторони 60 км.

Станція 1 розташовувалася в 5 км на південний схід від дерев уздовж річки

Lachlan майже напроти пустиря. В 300 м на схід починалася зона бавовняних чагарників, а у всіх інших напрямках рослинність була низькою та рідкою.

Станція 2 знаходилася в 1 км на північний схід від евкаліптової посадки. Деяка кількість дерев також траплялась далі на південь та схід від станції. Трохи менша за висотою вегетація спостерігалася в секторі північний захід – північний схід, окрім великої ділянки бавовняного безладно розсіяного чагарника.

Станція 3 була розташована в 2 км від річки Murrumbidgee з її деревами на приватному аеродромі. Рідкі дерева також розсіяні в секторі північний захід – північний схід на відстані не більше 1 км. В інших напрямках вегетація була ще більш збіднілою.

Станція 4 була обрана в 10 км на південь від дерев, які росли уздовж річки Murrumbidgee. В 300 м від станції спостерігалось дуже просторе поле квітучих бавовняних чагарників, яке зі сходу було більш рідким за рахунок випасу там вівець. В 200 м на захід від станції 4 спостерігалися чагарники в основному з максимальною висотою 41 см, які покривали біля 6 % видимої площі.

Станція 5 розташовувалася майже біля центральної точки квадрату дослідження, де майже зовсім була відсутня рослинність, окрім зон бавовняних чагарників в 1 км на схід. Вона знаходилася в 5 км на південь від великої групи дерев уздовж річки Murrumbidgee.

# 1.2 Опис основних видів спостережень, які використовувалися для верифікації моделей

1.2.1 Види аерологічних, метеорологічних та океанографічних спостережень за період Першого глобального експерименту над океанською станцією «С»

При створенні архіву були використані матеріали аерологічних (*A*), метеорологічних (*Б*) та океанографічних (*B*) спостережень, виконаних на

океанській станції «С» за період Першого глобального експерименту (ПГЕП) з 00 год 1 грудня 1978 року до 23 год 30 листопада 1979 року (тут та в подальшому час гринвіцький).

*А)* Температурно-вітрове зондування проводилося о 00 та 12 год за допомогою радіозондів РКЗ-2, а о 6 та 18 год – вітрове радіозондування радіопілотами А-28 (напрям та швидкість вітру). При спостереженнях аерологічні групи в основному керувалися настановами для станцій, які розташовані на суші [41, 42].

За допомогою системи «Метеорит-РКЗ» отримували наступні характеристики атмосфери: температура та відносна вологість повітря, тиск на заданому рівні, висота ізобаричних поверхонь, напрям та швидкість вітру в шарі заданої товщини.

За результатами радіозондування атмосфери складались таблиці ТАЕ-3 та ТАЕ-16м, в які включені три групи даних:

• на стандартних висотах над рівнем моря та поверхнею Землі: тиск (гПа), температура повітря з десятими (<sup>0</sup>С), відносна вологість (%), напрям вітру (градуси), швидкість вітру (м/с);

• на стандартних ізобаричних поверхнях: висота (декаметри), температура повітря з десятими, відносна вологість, напрям та швидкість вітру;

• на рівнях особливих точок: висота рівня особливої точки (декаметри), тиск, температура повітря з десятими, відносна вологість, напрям вітру, швидкість вітру.

Висота місця випуску радіозонду – 8-10 м над рівнем моря. Що стосується особливих точок, то в основу загального критерію їх вибору покладена можливість відтворення за ними профілів: температури – з точністю до  $1^0$  С в тропосфері та  $2^0$  С в стратосфері, відносної вологості – з точністю до 15 %, напряму вітру –  $10^0$  та швидкості вітру – 5 м/с.

Таким чином, первинними матеріалами при створенні архіву стали звіти аерологічних груп у вигляді вказаних таблиць. В них були використані матеріали спостережень до висоти 16 км або поверхні 100 гПа. Створення

архіву спостережень до висот, що перевищували можливі висоти верхньої межі граничного шару, обумовлювалося унікальністю спостережень на ОС та можливістю розповсюдження впливу процесів граничного шару над океаном до більших висот.

*Б)* Метеорологічні та актинометричні спостереження на ОС виконувались щогодини, згідно з діючими Настановами [43, 44]. Всі вимірювання виконувалися пристроями, які пройшли державну перевірку або контрольні звірки в суднових умовах [44]. В таблиці 1.1 наведені відомості про місця їх установки на НДСП та похибки вимірювань.

Метеорологічні спостереження в приводному шарі включали в себе спостереження за наступними величинами:

- кількість загальної хмарності;
- истинний напрям вітру (десятки градусів);
- швидкість вітру (м/с);
- погода в строк спостержень;
- тиск на рівні моря з десятими (гПа);
- температура повітря з десятими (<sup>0</sup>C);
- кількість хмар нижнього ярусу;
- форма хмар нижнього ярусу;
- висота хмар нижнього ярусу;
- форма хмар середнього та верхнього ярусів;
- температура поверхневого шару з десятими (<sup>0</sup>C);
- тиск водяної пари з десятими (гПа);
- період вітрових хвиль (с);
- висота вітрових хвиль (напівметри);
- домінуючий напрям хвиль брижів (c);
- період хвиль брижів (с);
- висота брижів (напівметри);
- поглинена короткохвильова радіація (кал/см<sup>2</sup>год);

• довгохвильове ефективне випромінювання (кал/см<sup>2</sup>год).

Крім того, актинометричні спостереження містили в собі інформацію також:

- про висоту Сонця з десятими (град);
- про радіаційний баланс (кал/см<sup>2</sup>год);

• про відбиту радіацію зі знаком мінус (кал/см<sup>2</sup>год) або альбедо (%).

Розглянемо детальніше питання, пов'язані з визначенням радіаційних потоків на НДСП. В штормових умовах (вітер більше 14 м/с) вимірювання на виносній актинометричній стрілі припинялись. Тому в наявності були лише показання так званого «штормового» піранометру, встановленого на верхньому містку. Розбіжність в потоках короткохвильової сумарної радіації, виміряних на стрілі та містку в нештормових умовах, виявились в межах вказаної точності (табл. 1.1). Але при штормах, завдяки відсутності істинних потоків, вимірювання за допомогою штормового піранометру очевидно треба вважати орієнтованими.

Відмітимо ще дві обставини. По-перше, не дивлячись на досить добрі оцінки похибок, виміряні суми опадів можуть значно відрізнятися від фактичних при штормових умовах вітру із-за видування або попадання морських бризків. По-друге, згідно з існуючим макетом надання даних гідрометеорологічних спостережень, в таблиці ТГМ-15м не включались інструментальні вимірювання висоти нижньої границі хмар i3-3a незабезпеченості останніх метрологією. Тому в архів були включені дані про виміряну висоту хмар тільки за сім місяців. Причому фактична кількість вимірювань виявилася меншою можливої за цей період, оскільки висота за допомогою вимірювача висоти хмар може реєструватися лише для хмар, які знаходяться безпосередньо над пристроєм.

Решта інформації представляла собою закодовані значення для досить грубих градацій візуально спостережених висот.

Окрім інструментальних вимірювань метеорологічних величин на НДСП

Таблиця 1.1 - Відомості про використання метеорологічних пристроїв на НДСП в 1979 році

				Похибки
D	Пристрої	Місце	Висота	результатів
Величини		установки	вимірювань, м	вимірювань
			-	[45]
Тиск, гПа	Анероїд МД-49	Лабораторія	10	± 0,3
Температура повітря, <sup>0</sup> С	Психрометр МВ- 4М	Поворотна стріла з навітряного борту ходового містка	10	±0,3
Швидкість вітру, м/с	Контактний анемометр М-92	Клотик фок- щогли	26-27	± (1,6+0,08x) (х – виміряна величина)
Напрям вітру, град	Корабельний вимірювач вітру (КВВ); анеморумбометр M-63M	Клотик фок- щогли	26-27	± 10
Температура поверхневого	Ртутний термометр ТМ- 10 в оправі ОТ- 51 – в дрейфі	Носова палуба	-0,5	± 0,3
шару води, С	Термометр опору М-102 – на ходу	Донний кінгстон	-3,0	± 0,3
Висота нижньої границі хмар, м	Вимірювач висоти хмар (BBX-1м)	Верхній місток	12	± (0,2x+5) при 50 <x<500, ± (0,1x+50) при x&gt;500</x<500, 
Кількість рідких опадів, мм	Опадовимірювач Третякова без вітрозахисту, в карданному підвісі	Верхній місток	12	± (0,1+0,2x)
Сумарна радіація, (кал/см <sup>2</sup> год)	Піранометр М- 80	Виносна стріла на баці та верхньому містку	10 12	0,07x
Відбита радіація, (кал/см <sup>2</sup> год)	Альбедометр АП 3x3, піранометр M-80	Виносна стріла на баці	10	0,07x
Радіаційний баланс, (кал/см <sup>2</sup> год)	Балансомір М-10 з плівочним захистом	Виносна стріла на баці	10	0,15x

Примітка. Характеристика вологості визначалась за допомогою психрометричних таблиць за значеннями сухого та змоченого термометрів; похибка визначення тиску водяної пари складає ± 0,4 гПа, відносної вологості - ±8% та точки роси - ±0,5<sup>0</sup>C [45].

проводилися також візуальні спостереження за хмарністю, хвилюванням та іншими характеристиками стану атмосфери та океану. Зокрема визначення загального балу хмарності та хмарності нижнього ярусу здійснювалося з похибкою ± 1 бал [45].

Таким чином, основним матеріалом при архівації метеорологічних спостережень служили дані таблиць ТГМ-15 та ТМ-13м.

*B)* Океанографічні спостереження проводились, якщо дозволяли метеорологічні умови, чотири рази на добу (00, 06, 12 та 18 год) повністю згідно з [46]. Вони включали в себе вимірювання температури, глибини, а також взяття проб води для хімічного аналізу. Систематичних вимірювань течій не проводилося.

Як показав аналіз зібраного матеріалу, більшість пропусків в актинометричних, океанографічних та аерологічних спостереженнях були пов'язані зі штормовими умовами, які відмічалися в зимовий та перехідні сезони. В процентному співвідношенні пропуски вказаних видів спостережень складали за рік 24, 14, 5 % відповідно.

#### 1.2.2 Види спостережень за період експерименту Wangara

На кожній зі станцій були встановлені три базові лінії спостережень довжиною в 1 км та взаємно розташовані під кутом 60<sup>0</sup> навколо станції, але абсолютна їх орієнтація залежала від висоти Сонця. Корекція орієнтації цих ліній кожного дня

показала, що вона становила величину в межах 1/4<sup>0</sup>. Теодоліт кулі-пілоту, встановлений на сталевому стовбчику, оточеному залізобетонним захисним укриттям висотою 130 см, розташовувався в кінці кожної з основних ліній спостережень. Телефонна комунікація з динаміками підтримувала зв'язок з трьома постами кожної зі станцій.

Для координації безперервно функціонував прямий та обернений

радіозв'язок зі станцією 5, яка є центральною, і між рештою станцій. Часовий сигнал з інтервалом в 30 с безперервно транслювався по цим системам зв'язку та ретранслювався у всі пости спостережень.

Команда з двох чоловік розташовувались на кожній зі станцій рівно в 12 годин. Кожний час вони випускали 20-грамовий куле-пілот, наповнений настільки, щоб забезпечити номінальну швидкість підйому 2,5 м/с, та слідкували за ним принаймні кожні 15 хвилин. Випуск радіозонду повторювали, якщо він в цей час випадково лопався і якщо зміни в погодних умовах (хмари, туман, дощ та пил) обіцяли більш швидкий підйом в межах однієї години. На протязі періодів різких змін погодних умов (фронтальні ліній шквалів) встановлювались переходи, випуски радіозонду кожні півгодини. Кути відхилення записувались через 10 секунд після випуску радіозонду з метою реєстрації значень напрямку швидкості вітру біля поверхні Землі.

Додатково до системи визначення характеристик вітру кожна зі станцій була оснащена цифровим барометром-анероїдом, термографом, гігрографом, барографом та реєстратором напрямку вітру. Спостерігачі безпосередньо перед випуском радіозонду записували значення тиску на поверхні Землі, температуру, хмарність та особливості погодних умов.

Щоб обхватити спостереженнями за температурою та вологістю весь граничний шар, на 5-ти станціях підтримувалась радіозондова програма з дискретністю в 3 години. В період різких змін в погодних умовах дискретність скорочувалась до 1,5 годин.

Австралійські радіозонди були оснащені анероїдом, термістором, літієвохлоридними датчиками. Згідно з лабораторними тестами похибки на межі в 700 мбар складали величину біля 0,2 <sup>0</sup>С. В польових умовах ця похибка подвоювалася, тоді як сенсори вологості мали похибку номінально в межах 5 % на рівні підстильної поверхні. З метою економії тільки в 9 та 21 годину зонди дозволялось піднімати на повну висоту, коли куле-пілот вибухав (з тиском приблизно в 50 мбар), в якому залишкова частина мала запобіжник, який відділяв цю кулю після 7 хвилин польоту, що відповідає приблизно 2 км за висотою. Зонди, які спускалися, відслідковувалися та відновлювалися за допомогою спеціального обладнання, встановленого на відповідному автомобілі. У більшості випадків після перевірки вони годилися для подальшого використання. Деякі зонди використовувалися більше 12 разів. Пошкодження зондів об землю сильно зменшувалося закріпленим на них гумовим захистом. Сигнальна частота, за допомогою якої передавалися значення температури та вологості, постійно записувалася на смузі самописця.

Для забезпечення бази для оцінки потоків тепла та імпульсу біля поверхні землі (за відомими співвідношеннями потік-градієнт), бази для опису на п'ятій станції була здійснена граничного шару повна програма мікрометеорологічних спостережень, тоді як на четвертій станції - вимірювання профілю вітру. Ці профілі дублювалися, оскільки станція 4 розглядалася репрезентативною для підстильної поверхні, усіяної розкиданими групами бавовняних чагарників, тоді як станція 5 репрезентативна для превалююче гладкої поверхні.

Для прямих спостережень на 5 день у світлий час доби вмикався вимірювач потоку тепла на висоті 10 м.

Профілі вітру отримувалися з використанням чашкових анемометрів. Вимірювальними висотами були 1, 2, 4, 8 та 16 м з додатковим анемометром на номінальній висоті 0,5 м на станції 5. Анемометри залишалися на протязі всього експериментального періоду на щоглі. Наступна перекалібровка зовсім не показала ніякого зношування від такого використання.

Різниці температур вимірювалися в шарах 1-2 м, 2-4 м з використанням відповідного психрометра.

Радіаційний баланс вимірювався за допомогою постійно працюючого радіометра Фанка, середні значення якого отримувалися інтегруванням.

Поверхневий потік тепла був отриманий з використанням трьох пластин, які послідовно з'єднувались та розташовувались трохи нижче поверхні. Наявність тонкого шару ґрунту над пластинами часто контролювалась, щоб уникнути

безпосереднього впливу сонячної радіації. Хоча й радіометри дублювалися для забезпечення безперервності відповідних спостережень, таке пильнування не було необхідним.

Програма Вангара-експерименту включала також в себе спеціальні радіозондові спостереження на трьох станціях Вигеаи, які проводилися в 21 годину, а також проведене двічі в день (9:00 та 21:00) радіозондування на протязі всього часу експедиції над наступними семи станціями: Cobar  $(31^{0}35'$  ю.ш.,  $145^{0}50'$  сх.д.), Laverton  $(37^{0}52'$  ю.ш.,  $144^{0}45'$  сх.д.), Williamtown  $(32^{0}49'$  ю.ш.,  $151^{0}50'$  сх.д.), Wagga  $(35^{0}10'$  ю.ш.,  $147^{0}28'$  сх.д.), Adelaide  $(34^{0}57'$  ю.ш.,  $138^{0}32'$  сх.д.), Hobart  $(42^{0}50'$  ю.ш.,  $147^{0}30'$  сх.д.).

Крім цього, були доступні звичайні 6-годинні спостереження за характеристиками швидкості вітру на верхній межі граничного шару атмосфери на цих станціях і на станції Mildura (34<sup>0</sup>14<sup>'</sup> ю.ш., 142<sup>0</sup>05<sup>'</sup> сх.д.), які отримувалися за допомогою радіолокаційного слідкування, а також звичайні синоптичні спостереження з інтервалом в 3 години.

# 1.3 Опис синоптичних процесів над Північною Атлантикою в період першого глобального експерименту

Розглянемо сезонні та синоптичні зміни атмосферних процесів над Північною Атлантикою з уточненням для океанської станції у вказаний період. При визначенні типових синоптичних умов використовувалась класифікація Сорокіної (рис. 1.1) [47]. Ця інформація край необхідна при подальшому розгляді розвитку процесів у граничного шарі та на його верхній межі, які були змодельовані та спостерігалися. Основу наведеного аналізу склали описи синоптичних процесів, що мали місце над Північною Атлантикою, які підготовані фахівцями ДОІНу в період рейсів. Зроблені уточнення також за даними синоптичних бюлетенів [48, 49].

Грудень. На протязі першої декади (рис. 1.2 а) океанська станція



Рисунок 1.1 - Типові синоптичні ситуації над Північною Атлантикою за класифікацією Соркіної.

(a)







Рисунок 1.2 - Середні місячні карти тиску на рівні моря у грудні 1978 року (а), січні (б) та лютому (в) 1979 року у Північній Атлантиці.

знаходилася під впливом циклонічної діяльності завдяки антициклонічному характеру циркуляції над північчю Європи, яка створила умови блокування над територією Північної Атлантики. Циклонічна діяльність проявлялася у цей період у вигляді багато центрової депресії, південною периферією якої зсувались хвильові збурення, сформовані над теплою течією Гольфстрім, і була пов'язана з циклогенезом на полярному фронті, що зумовило витіснення субтропічного максимуму в більш південні широти. Процес блокування у другій декаді послабився, що призвело до "прориву" циклонів Північної Атлантики на Західну Європу та інтенсифікації антициклонічної діяльності, яка в першу половину обумовлювалася об'єднанням Гренландського антициклону з західним ядром субтропічного максимуму, а в другу – зоною взаємодії Ісландського мінімуму та гребенем Азорського антициклону. На початку третьої декади дія Гренландського антициклону забезпечила знаходження ОС в зоні взаємодії гребеня першого та північної периферії центральної депресії. В кінці третьої декади Гренландський антициклон посилювався, сприяючи мало встановленню градієнтного поля зниженого тиску над станцією. Пізніше, об'єднавшись з західним ядром субтропічного максимуму, повільно витісняв центральну депресію. В загальному характер синоптичні ситуації в грудні можна віднести до четвертого типу циркуляції за класифікацією Соркіної (рис. 1.1, рис. 1.2 а).

Січень. За характером погоди і впливом квазістаціонарних центрів дії атмосфери синоптичні процеси Північної Атлантики у січні можна розділити на два періоди: антициклогенезу і циклогенезу. Період антициклогенезу продовжувався з 1 до 15 січня. 11 січня над станцією знаходився хвильовий циклон, який в період з 12 до 14 січня зсунувся в північно-східному напрямі, залишивши станцію в своїй південній, а потім в тиловій частині. Заповнення і зміщення на схід центральної депресії проявляється в кінці грудня. Регенерація субтропічного антициклону і його об'єднання з Канадським максимумом призвело до формування просторої області високого тиску, що охопила Північну Америку і центральну частину Атлантичного океану аж до Європи
(рис. 1.2 б). Циклонічна діяльність послаблена і проявляється на північноамериканській і північноатлантичній гілках арктичного фронту.

Друга половина січня характеризувалася активним циклогенезом над всією акваторією Північної Атлантики. Він пов'язаний з Ісландською депресією, яка блокувалась антициклонічною областю, утвореною Азорським антициклоном, зсуненим на Західну Європу, і областю підвищеного тиску над Скандинавією. На початку третьої декади січня виникло посилення циклонічної діяльності на північноамериканській гілці. шо сприяло формуванню просторої багатоцентрової депресії, орієнтованої з заходу на схід. Наприкінці місяця відроги Гренландськогота Бермудського максимумів об'єднались, створивши в західній частині океану перемичку високого тиску. Тип циркуляції, який спостерігався над Північною Атлантикою в січні, не можна віднести до якогось типу циркуляції за класифікацією Соркіної.

Лютий. Погодні умови Північної Атлантики в лютому визначалися формуванням і дією трьох основних центрів дії атмосфери: Ісландського мінімуму, Азорського максимуму і екваторіальної баричної улоговини. Істотний вплив на атмосферні процеси спостерігався також від Канадського і Гренландського антициклонів. Синоптичні процеси, що спостерігалися в лютому над Північною Атлантикою, можна віднести до третього і четвертого типів атмосферної циркуляції за класифікацією Соркиної (рис. 1.1., рис. 1.2. в). Весь період лютого можна розділити на три природних синоптичних періоди: 1-13, 14-19 та 20-28 лютого. Перший ПСП характеризувався наявністю на всій акваторії північніше 30<sup>0</sup> пн.ш. просторої квазістаціонарної депресії (четвертий (зимовий) тип за класифікацією Сорокіної). Зокрема, океанська станція «С» з 1 до 13 лютого знаходилася під впливом північної, північносхідної та південно-східної периферії цієї депресії. Початком наступного ПСП стало оформлення та посилення Азорського антициклону, який зсунувшись до берегів Європи, створив перемичку високого тиску з антициклоном над північчю Англії. Його гребінь витягнувся далеко на північ. В той же час багато центрова депресія витіснялась на південь Гренландії північно-американським

антициклоном, який зсувався на схід.

Березень. Синоптичні процеси першої половини березня, які зумовили погоду Північної Атлантики, характеризувалися активною циклонічною діяльністю на північноамериканській гілці арктичного фронту (рис. 1.3 а). Погода над північною частиною океану була зумовлена Ісландським циклоном. Між ядрами розвинених Азорського та Канадського антициклонів розташовувалася багато центрова малорухлива депресія уздовж 47<sup>0</sup> з.д. З 2 до 5 березня станція була під впливом південно-східної, південної, південно-західної периферії Ісландської депресії з фронтами. Синоптичні умови з 8 до 10 березня характеризувались існуванням Канадського антициклону в тилу Ісландської депресії. З початку другої декади березня основними баричними утвореннями, які визначали погоду Північної Атлантики, були субтропічний максимум з двома ядрами (східне - з координатами 36<sup>0</sup> пн.ш., 28<sup>0</sup> з.д., західне - над півостровом Нова Шотландія) та Ісландський мінімум. В улоговині останнього над Ньюфаундлендом виник циклон, який, зсунувшись на північний схід, Гренландії, стаціонував на південь від зумовивши своєю південною, південно-західною периферією погоду на ОС з 14 до 15 березня. В другій половині березня розвивалися синоптичні процеси, характерні для перехідного періоду року, які можна віднести до шостого типу циркуляції за Соркіною (рис. 1.1). В період з 16 до 19 березня субтропічний максимум з центром в точці 45<sup>°</sup> пн.ш, 42<sup>°</sup> з.д., руйнувався, тоді як Канадський антициклон почав формуватись. Центр останнього розташовувався біля точки 55<sup>0</sup> пн.ш, 65<sup>0</sup> з.д. з гребенем на південний схід. Над центральною частиною Північної Атлантики погода з 25 до 29 березня визначалась антициклоном в точці 48° пн.ш., 30° з.д. Його гребінь розповсюджувався на північ та об'єднувався з арктичним антициклоном. Таке положення баричних утворень зумовило мало градієнтне поле підвищеного тиску на станції з 18 до 31 березня.

*Квітень*. Синоптичні процеси, що визначали погоду Північної Атлантики з 1 до 9 квітня, характеризувалися слабкою активністю. Погоду над переважною









Рисунок 1.3 - Середні місячні карти тиску на рівні моря у березні (а), квітні (б) та травні (в) 1979 року у Північній Атлантиці.

частиною Північної Атлантики визначала двоцентрова область низького тиску, один центр якої розвинувся за висотою і, ставши термічно однорідним, повільно зміщувався з району 35-40<sup>0</sup> пн. ш., 35-40<sup>0</sup> з. д. на схід, північний схід, Біскайську затоку, потім на південь Ірландії. З 10 до 12 квітня погода над Північною Атлантикою визначалась циклоном, який продовжував зсуватись з Біскайської затоки на північ, північний захід, смугою високого тиску над центральними районами акваторії океану та циклонами над затокою Св. Лаврентія. В період з 13 до 26 квітня циркуляційні процеси можна віднести до третього типу циркуляції за класифікацією Соркіної (рис. 1.1). Північна Атлантика знаходилась під впливом області низького тиску, обумовленої полярно-фронтовими циклонами, які зароджувались в південних широтах та зсувались на північний схід через південь Гренландії на Ісландію, а далі на північ Англії. З 20 до 21 квітня над океанською станцією спостерігався гребінь високого тиску, який був пов'язаний з областю високого тиску, котрий виник в результаті об'єднання Канадського антициклону з розвиненим на той час за висотою антициклоном в районі 30-40<sup>0</sup> пн.ш, 20-25<sup>0</sup> з.д. З 22 до 23 квітня станція підпала під вплив південно-західної периферії полярно-фронтового циклону. Період з 24 до 30 квітня характеризувався двома основними баричними утвореннями: циклоном, який виник на полярному фронті з центром в районі 35-40<sup>°</sup> пн.ш., 40-45<sup>°</sup> з.д., та антициклоном західніше Піренейського півострова, який повільно зсуваючись на північ, розповсюджувався своїм гребенем на північний захід, захід, в напрямі Ньюфаундленду (рис. 1.3 б). Циркуляційні процеси не вдалося можливим віднести до певного типу сезонної циркуляції за Соркіною. Скоріше всього, вони відносяться до перехідного періоду. Середні місячні карти тиску на поверхні моря показують найбільший вплив Азорського антициклону, циклону з координатами 45<sup>°</sup> пн.ш., 45<sup>°</sup> з.д., Гренландського максимуму та Скандинавського мінімуму (рис. 1.3 б).

*Травень*. В кінці третьої декади квітня - першої декади травня відбувалася перебудова баричних полів, що призвело до формування «відсіченого циклону» в районі 40<sup>°</sup> пн. ш. і 43<sup>°</sup> з. д. і стаціонування циклону (з тиском у його центрі

р=985 гПа) над південним сходом острова Ньюфаундленд в період з 4 до 10 травня. В кінці першої декади травня відбувалося руйнування перемички високого тиску над східною частиною Північної Атлантики і відтиснення східного ядра на 40<sup>0</sup> пн.ш., що створило сприятливі умови для зсуву циклонів на західну Європу. Зсувом двоцентрової депресії (р=995 гПа, р=990 гПа) через район океанської станції «С» 11-13 травня і відновленням 14-15 травня субтропічного антициклону (p=1035 гПа) над районом 40° пн.ш., 40° з.д. завершився цикл весняної перебудови баричних полів (рис. 1.3 в). Почався літній тип процесів (перший тип за класифікацією Соркіної (рис. 1.1)), який характеризувався циркуляцією в системі добре розвиненого субтропічного максимуму. Починаючи з середини травня розвиток синоптичних процесів характеризувався ослабленою циклонічною діяльністю, що є типовим для літнього сезону. В даному випадку субтропічний антициклон добре розвинений та простягається від узбережжя Північної Америки до Португалії з центром в районі 35<sup>°</sup> пн.ш., 40<sup>°</sup> з.д. Уздовж північної периферії антициклону відбувався зсув полярно-фронтових циклонів. Виникаючи над районом 55-58° пн.ш., 45-50° з.д., циклони зсувались в східному и південно-східному напрямках через район станції в період з 18 до 20 травня. На початку третьої декади травня в районі станції знову виникла перемичка високого тиску, яка проіснувала до 23 травня. З 24 до 25 травня станція знаходилась вже в зоні взаємодії північної периферії субтропічного максимуму з південною периферією малорухливої депресії. З 26 до 28 травня над станцією спостерігалась область циклону, з 29 до 30 травня (ніч) – зона взаємодії північної периферії субтропічного максимуму з південною периферією багато центрової депресії. З 30 до 31 (день) – південносхідна периферія циклону на півдні Гренландії.

*Червень*. Весь період червня (рис. 1.4 а) можна розділити на три природні синоптичні періоди: 1-5 червня, 6-18 червня, 19-30 червня. Перший ПСП почався в останніх числах травня, тому на червень доводилася його друга половина. Він характеризувався переважанням циклонічної діяльності над Північною Атлантикою, послабленням і зсувом на південь субтропічного максимуму. В перші три доби над північною частиною Атлантики











Рисунок 1.4 - Середні місячні карти тиску на рівні моря у червні (а), липні (б) та серпні (в) 1979 року у Північній Атлантиці.

розташовувався просторий малорухливий циклон, який в наступні дні заповнювався та витіснявся посиленим антициклоном на північний захід. Таким чином, океанська станція знаходилась з 1 до 4 червня в центральній частині та на південній периферії цього циклону. Над Північною Атлантикою в цей період переважав п'ятий весняний тип атмосферної циркуляції за класифікацією Соркиної (рис. 1.1). Наступний ПСП характеризувався активною антициклонічною діяльністю над всією Північною Атлантикою. Протягом цього періоду продовжувалася перебудова циркуляції від весняного до літнього типу. В першу половину другого ПСП океанська станція була під впливом північної, центральної та західної частини антициклону, утвореного біля східного узбережжя Північної Америки, який зсувався на північний схід та схід. В середині ПСП з 10 до 13 червня погоду на станції визначали південна периферія циклону, утвореного на полярному фронті, та північно-східна частина гребеня. З 14 до 18 червня на станції відмічалась зона взаємодії північно-західної частини гребеня та передньої частини улоговини. Третій ПСП характеризувався літнім типом циркуляції (перший тип за класифікацією Соркіної (рис. 1.1)). Вся північна частина Атлантики знаходилася під впливом могутнього субтропічного максимуму. Він був добре розвинений і витягнутий уздовж берегів Америки аж до Європи. В першу половину третього ПСП океанська станція відчувала ще вплив полярно-фронтових циклонів, а саме: з 19 до 20 червня вона знаходилася на східній, південній, південнозахідній частині циклону; з 21 до 25 червня – в зоні взаємодії циклону та субтропічного антициклону. В другій половині ПСП на станції спостерігалась лише діяльність субтропічного максимуму, а саме: з 26 до 28 червня – над станцією наявна північна його периферія; з 29 до 30 червня – північно-східна.

*Липень*. Розвиток синоптичних процесів в липні над Північною Атлантикою не відрізнявся від середніх багаторічних і характеризувався наявністю досить могутнього (1030-1035 гПа) і великого за площею субтропічного антициклону, що займав акваторію океану між Європою і Америкою на південь від 45-47<sup>0</sup>

пн.ш. (рис. 1.4 б), що відповідає першому типу циркуляції за класифікацією Соркіної (рис. 1.1). Північно-західною та північною його периферією зсувались циклони, які зародились на арктичному та полярному фронтах в районі Великих озер та північною частиною Канади. З 4 до 8 липня активізувалась циклонічна діяльність на полярному фронті. Серія циклонів зсувалась за провідним потоком на північний схід, торкаючись станції своєю південносхідною периферією. З 9 до 12 липня циклонічна діяльність біля підстильної поверхні послабла, яка з 13 до 15 липня активізувалась на північному заході Північної Атлантики. Активізація її проявилася формуванням на хвилі арктичного фронту над півостровом Лабрадор циклону з улоговиною, орієнтованою на південь, який пізніше об'єднався з тропічною депресією. Період з 16 до 19 липня характеризувався антициклонічною діяльністю, пов'язаною з субтропічним максимумом. В західній частині акваторії Атлантики відбулось формування малорухливого циклону, який сягнув своєю східною, північно-східною периферією океанської станції в період з 20 до 25 липня. Тільки наприкінці даного періоду циклон зсувався на схід, таким чином, в подальшому положення станції відносно баричного утворення змінювалося з північної частини на північно-західну. З 28 до 29 липня станція знаходилась під впливом південної периферії циклону, який утворився над півостровом Лабрадор та зсувався на північний схід. З 30 до 31 липня через станцію проходив циклон, який утворився південно-західніше півострова Нова Шотландія та зсувався на північний схід.

Серпень. Розвиток атмосферних процесів в серпні протікав відповідно до першого літнього типу циркуляції за Соркіною (рис. 1.1, рис. 1.4 в). Цей період на океанській станції характеризувався ослабленою циклонічною діяльністю на полярному та арктичному фронтах. Циклони північноамериканської гілки полярного фронту (з тиском в центрі p=995-1005 гПа) або зміщувалися за звичайними літніми траєкторіями, або стаціонували над островом Ньюфаундленд та над півостровом Лабрадор, або зміщувалися зі швидкостями 5-10 вузлів в східному, північно-східному напрямі, охоплюючи

південною периферією району океанської станції. Субтропічний максимум був добре розвинений (тиск в центрі р=1030-1035 гПа) і займав велику площу акваторії від берегів Північної Америки до берегів Європи з орієнтацією  $33-37^{0}$ Уздовж його північної периферії великої oci уздовж пн.ш. малоактивні полярно-фронтові циклони (р=995-1005 гПа). зміщувалися Протягом серпня через район станції «С» або в безпосередній близькості від неї, пройшло сім циклонів (2-3, 4-5, 8-11, 15-16, 17, 22-23, 26-31 серпня). В проміжні періоди спостерігалась діяльність субтропічного максимуму або малоградієнтне поле. В середині серпня відбулася перебудова баричних полів. Синоптична обстановка характеризується деяким ослабленням субтропічного максимуму і посиленням циклонічної діяльності на полярному і арктичному фронтах. На північ від 50<sup>0</sup> пн.ш. сформувалася простора двоцентрова депресія з тиском в центрі 985-990 гПа. В період з 17 до 18 серпня відбулося відновлення субтропічного максимуму, знизилася активність полярно-фронтових циклонів і таке положення зберігалося до кінця серпня. Але починаючи з 26 серпня в тропічній зоні Північної Атлантики спостерігалася активізація тропічних циклонів, два з яких досягли стадії урагану («Девід», «Фредерік»).

Вереснь. Синоптичні процеси у вересні над Північною Атлантикою циклонічної посиленням діяльності на характеризувалися арктичному, полярному і тропічному фронтах (рис. 1.5 а). Через океанську станцію «С» з 1 фронтами. 3 6 до 8 до 5 вересня проходив циклон 3 вересня над центральною частиною Північної Атлантики розташовувався антициклон з гребенем, орієнтованим на Гренландію. Його наявність зумовила загострення фронтальних розділів, уздовж яких в північно-східному напрямку зсувались неглибокі циклони. Атмосферні процеси в цей період можна віднести до шостого типу циркуляції за класифікацією Соркіної (рис. 1.1). Синоптичний процес з 9 до 11 вересня був типовим для осені. Ослаблення і зсув на південь субтропічного максимуму спостерігалося тільки над східною частиною океану. Для періоду з 12 до 15 вересня характерними рисами циркуляції були ослаблення і зсув на південь субтропічного максимуму над західною частиною океану і наявність малорухливого (швидкість 5-8 вузлів) тропічного циклону в



Рисунок 1.5 - Середні місячні карти тиску на рівні моря у вересні (а), жовтні (б) та листопаді (в) 1979 року у Північній Атлантиці.

районі  $45^{\circ}$  пн.ш.,  $35^{\circ}$  з.д. На полярному фронті спостерігалось посилення циклонічної діяльності. Циклон з району острова Ньюфаундленд, поглиблюючись, зсувався на північний схід, пройшовши своєю південною, південно-східною, південно-західною периферією з холодним фронтом через станцію «С». З 16 до 18 вересня субтропічний максимум був слабко виражений та простежувався у вигляді трьох ядер: східне розташовувалось в районі  $34^{\circ}$  пн.ш.,  $15^{\circ}$  з.д., центральне –  $32^{\circ}$  пн.ш.,  $40^{\circ}$  з.д., західне – над затокою Делавер.

Між ядрами субтропічного максимуму зсувались хвильові циклони на північний схід, проходячи через станцію південно-східною периферією з теплим фронтом та південною периферією. З 19 до 24 вересня над Північною Атлантикою превалювало меридіональне перенесення. Субтропічний антициклон розташовувався над центральною акваторією Північної Атлантики, тому океанська станція знаходилась в цей час на північно-західній периферії антициклону. З 25 до 26 вересня вона була під впливом південної периферії Ісландської депресії, а 27 вересня – східної периферії хвильового циклону з фронтами. В період з 28 до 30 вересня над станцією були наявні південносхідна та південна частина Ісландської депресії.

*Жовтень*. В жовтні атмосферні процеси над Північною Атлантикою характеризувалися перебудовою літнього типу на осінньо-зимовий тип атмосферної циркуляції (рис. 1.5 б). Синоптична обстановка до 1 жовтня над Північною Атлантикою відповідала зимовому типу атмосферної циркуляції. Північною Атлантикою відповідала зимовому типу атмосферної циркуляції. Північна частина Атлантики знаходилася під впливом Ісландської депресії з тиском 980 гПа. В подальші троє діб відбувалась перебудова термобаричного поля. 2 жовтня в районі острова Ньюфаундленд утворився циклон, який 3-4 жовтня зміщувався в район Ісландії, заглиблюючись і розширюючись за площею. В цей же час формується відріг арктичного антициклону над Гренландією. Східною периферією цих гребенів арктичні повітряні маси спрямовувалися в тил Ісландського мінімуму, сприяючи його поглибленню. 5 жовтня він досяг стадії максимального розвитку в точці з 51<sup>0</sup> пн.ш., 25<sup>0</sup> з.д. з тиском в центрі 970 гПа. В цей час станція знаходилась на західній периферії поглибленого циклону. З 8 до 9 жовтня цей циклон заповнювався, не змінюючи свого місце положення. Друга декада жовтня характеризувалася рухливістю атмосферних процесів над Північною Атлантикою і практично незмінністю положення субтропічного максимуму в більшій частині Атлантики. В першу половину другої декади найактивніша синоптична діяльність була над північносхідною частиною. Вона підтримувалася і загострювалася залученням в циркуляцію полярно-фронтових циклонів, шо зміщувалися віл 0. Ньюфаундленд. 15 жовтня відбулася активізація антициклонічної діяльності у вигляді гребеня субтропічного максимуму, який пізніше злився з арктичним антициклоном, створивши перемичку високого тиску, яка заблокувала зсув схіл. Шe циклонів на зумовило розвиток Лабрадорської лепресії. Максимального розвитку цей циклон досяг 16 жовтня біля м. Фарвель, сягнувши теплим сектором з подальшим проходженням холодного фронту океанської станції. Потім він зсунувся в район Ісландії та поклав початок тривалому існуванню Ісландського мінімуму, активність якого підтримувалась втягненням в його циркуляцію полярно-фронтових циклонів. Наприкінці другої, початку третьої декади, спостерігався наступний розподіл баричних утворень: основний центр циклонічної діяльності був виражений двоцентровою депресією з координатами 60<sup>0</sup> пн.ш., 30<sup>0</sup> з.д. (995 гПа.) і 43<sup>0</sup> пн.ш., 35<sup>0</sup> з.д. (1005 гПа). Південна, південно-західна периферія першого центру депресії грала основну роль у визначенні погоди над океанською станцією в період з 17 до 25 жовтня. В останню п'ятиденку жовтня тип атмосферної циркуляції був близький до четвертого типу за класифікацією Сорокіної (рис. 1.1).

Листопад. В період з 1 до 6 листопада Північна Атлантика знаходилася під впливом активної циклонічної діяльності (рис. 1.5 в). Основний циклон (p=950 гПа) розташовувався в районі Ісландії та повільно зсувався на північний схід. В період з 7 до 8 листопада погода в районі станції визначалася зсувом антициклону, що сформувався в районі Нової Шотландії на схід уздовж висотної фронтальної зони. З 9 до 11 листопада циклон, що сформувався в районі Великих озер, пересувався на північно-східний край півострова Лабрадор, після чого його швидкість зсуву помітно знизилася. В його улоговинах, що пересувалися на північний схід, формувалися два приватні малорухливі циклони. Протягом цього періоду знов об'єдналися антициклони в субтропічній зоні Атлантики. В період з 12 до 14 листопада, циклон, який розташовувався на південь від Баффінової землі, повільно змістився на схід, поглибився до 975 гПа і стаціонував біля південно-східного узбережжя Гренландії. З затоки Святого Лаврентія в південному напрямі зміщувалося ядро антициклону, що злилося з Азорським максимумом. В цей період відбувалася перебудова баричного поля. В результаті циклогенезу над північчю Атлантики сформувався просторий циклон. Над центральною частиною Атлантики проявлявся процес антициклогенезу. Азорський і Бермудський антициклони об'єдналися і гребінь цього нового антициклону був напрямлений на північ. Тому зональне перенесення змінилося на меридіональне. В період з 15 до 23 листопада район океанської станції «С» знаходився під впливом циклонів, що формувалися на південь від Нової Шотландії і повільно пересувалися в район Датської протоки. Характерною особливістю періоду з 24 до 29 листопада в Північній Атлантиці була наявність просторого циклону в її центральній частині, який, заглиблюючись, зміщувався на північний схід. Інший малорухливий циклон розташовувався в районі Ісландії. На протязі даного періоду в нього влилося два циклони, утворених над Лабрадорським півостровом, але внаслідок цього він не отримав великого розвитку. Азорський максимум зсунувся на схід в район Ісландії. 30 листопада активний циклон, що сформувався на схід від Великих озер, розташовувався в районі Белл-Айл (з тиском в центрі р=982 гПа). Заглиблюючись він швидко зміщувався на північний схід і проявився на сході від мису Фарвель.

## 2 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНИХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ ТА ОКЕАНУ

### 2.1 Система рівнянь гідротермодинаміки, яка описує фізичні процеси у вільному граничному шарі. Способи замикання.

Відомо, що для задовільного опису профілів метеорологічних величин в шарі сталих потоків, де спостерігаються градієнти, що перевищують на одиндва порядки величини в решті граничного шару, потрібне значне розділення по вертикалі. Тому область розв'язання задачі розбивається на два підшари: сталих потоків, товщиною *h*, порядку декількох десятків метрів (далі шар « $0 < z \le h$ »), який параметризується, і перемішаний, обмежений висотою H=2 км (далі «шар z > h»).

Розглянемо більш детально математичну та фізичну постановки цих шарів.

А) Перемішаний шар. Для шару «z>h» система диференціальних рівнянь, прийнята в [50] для опису динаміки граничного шару атмосфери над океаном, має вигляд:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\overline{u'w'} + fv - \frac{\widetilde{P}_x}{\widetilde{\rho}}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\overline{v'w'} - fu - \frac{\widetilde{P}_y}{\widetilde{\rho}}, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \widetilde{\theta}_{x} + v \widetilde{\theta}_{y} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{\theta' w'} + \varepsilon_{\tau} + \varepsilon_{f}, \quad \frac{\partial q}{\partial t} + u \widetilde{q}_{x} + v \widetilde{q}_{y} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{q' w'} - \varepsilon_{q}, \quad (2.2)$$

де *u*, *v*, *θ*, *q* - складові швидкості вітру, потенціальна температура та масова частка водяної пари;

- *f* параметр Коріоліса;
- *t* час;
- *z* висота;
- $\tilde{\rho}$  густина у вільній атмосфері;

 $\tilde{P}_{x}, \tilde{P}_{y}, \tilde{\theta}_{x}, \tilde{\theta}_{y}, \tilde{q}_{x}, \tilde{q}_{y}$  - горизонтальні градієнти атмосферного тиску, потенціальної температури і масової частки водяної пари у вільній атмосфері;  $\varepsilon_{\tau}$  - радіаційний притік тепла;

 $\varepsilon_f$  та  $\varepsilon_q$  - притік тепла та вологи за рахунок фазових перетворень;

 $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$ ,  $\overline{\theta'w'}$ ,  $\overline{q'w'}$  - пульсації другого порядку, які характеризують вертикальний турбулентний обмін відповідної субстанції.

Для турбулентного замикання системи (2.1)-(2.2) приймаємо узагальнену гіпотезу Бусінеска [50], згідно з якою пульсації другого порядку пропорційні градієнту величини осередненої течії через деякий коефіцієнт пропорційності, який назвали коефіцієнтом турбулентності, тобто:

$$\overline{u'w'} = -k_u \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}, \ \overline{v'w'} = -k_u \frac{\partial \overline{v}}{\partial z}; \ \overline{\theta'w'} = -k_\theta \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}; \ \overline{q'w'} = -k_q \frac{\partial \overline{q}}{\partial z},$$

де  $k_u$ ,  $k_{\theta}$ ,  $k_q$  - коефіцієнти турбулентності для імпульсу, тепла та вологи відповідно.

При цьому залучалося 11 способів замикання (експериментів) – E0, E1, ..., E11. Нижче опишемо кожен з способів окремо. Слід зазначити, що експериментів було насправді більше. Кожен з експериментів розділяється на підвиди, що обумовлюється використанням різних способів кінцево-різнецевих аналогів диференційного рівняння для кінетичної енергії турбулентності. Більш детально про вищесказане буде йти мова в підрозділі 2.2. Тут лише наведемо використані рівняння у звичайному математичному вигляді.

*Експеримент* Е0. Тут використовується 1,5 порядок замикання на основі ктеорії, який припускає використання рівняння для кінетичної енергії турбулентності та відомих співвідношень Колмогорова:

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -k_{u} \left( \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} \right) + \lambda \alpha_{\theta} k_{\theta} \frac{\partial \theta_{v}}{\partial z} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} \alpha_{b} k_{b} \frac{\partial b}{\partial z}, \qquad (2.3)$$

$$k_{u} = l_{u} b^{\frac{1}{2}}, (2.4)$$

$$\varepsilon = \frac{C_{\varepsilon} b^{\frac{3}{2}}}{l_{u}}, \qquad (2.5)$$

$$l_{\mu} = \mathfrak{E} z \,, \tag{2.6}$$

де *b* - кінетична енергія турбулентності;

 $k_{_b}$  - коефіцієнт турбулентності для кінетичної енергії турбулентності;

 $\lambda$  - параметр плавучості;

*θ*<sub>v</sub> - віртуальна потенційна температура;

*є* - дисипація енергії турбулентності в теплову;

 $l_{u}$  - шлях турбулентного перемішування для швидкості вітру;

æ - постійна Кармана;

 $C_{\varepsilon}$ - константа, яка дорівнює 0,07;

 $\alpha_{b} = 0,73;$ 

 $\alpha_{\theta} = \frac{k_{\theta}}{k_{u}}$  - коефіцієнт, який визначається за допомогою теорії приземного

шару Моніна-Обухова.

*Експеримент* Е1. Аналогічний експерименту Е0 за винятком того, что шлях турбулентного перемішування визначається за допомогою формули Блэкадара (2.7)

$$l_u = \frac{\alpha z}{1 + \frac{\alpha z}{l_{\infty}}},\tag{2.7}$$

де æ - постійна Кармана;

 $l_{\infty} = \alpha_l \frac{\int_{0}^{H} b \cdot z \cdot dz}{\int_{0}^{H} b \cdot dz} -$ асимптотичне значення  $l_u$  на великому віддаленні від

поверхні Землі;

 $\alpha_l = 0,025;$ 

Н – висота верхньої межі граничного шару.

Експеримент Е2 і Е3. Підходи, які основані на замиканні першого

порядку системи рівнянь середньої течії [51]. Іншими словами, для знаходження коефіцієнтів турбулентності виписуються прості діагностичні рівняння.

$$k_{u} = l_{u}^{2} \frac{\partial U}{\partial z} f_{u}, \qquad (2.8)$$

$$k_{\theta} = k_{u} \frac{l_{u} l_{\theta}}{l_{u}^{2}} \frac{f_{u}}{f_{\theta}}$$
 для експерименту E2, (2.9)

$$k_{\theta} = k_{u} \frac{l_{\theta}}{l_{u}} \frac{f_{u}}{f_{\theta}}$$
 для експерименту E3, (2.10)

де U - модуль швидкості вітру;

$$f_{u} = \left[1 + \frac{10Ri}{\sqrt{1+5Ri}}\right]^{-1}$$
 і  $f_{\theta} = \left[1 + 15Ri\sqrt{1+5Ri}\right]^{-1}$  - функції стійкості, які

залежать від числа Річардсона,  $Ri = \frac{\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2};$ 

 $l_{\scriptscriptstyle \theta}$  - шлях турбулентного перемішування для температури.

Тут приймається, що  $l_u = l_o$ , тому експерименти E2 i E3 стають ідентичними. Шлях перемішування визначається за допомогою формули Блэкадара (2.7) з тою різницею, що  $l_{\infty} = 150$  м. Відмітимо, що використаний вид для функцій стійкості припускає стійку стратифікацію, але на протязі періоду інтегрування в нашому експерименті спостерігаються також нейтральний та нестійкий граничні шари. У зв'язку з цим у випадку сильної турбулентності, при якій спостерігаються від'ємні значення числа Річардсона, приймається рівність нулю вертикального градієнта потенціальної температури. Це означає, що число Річардсона також буде дорівнювати нулю, обидві функції стійкості – одиницям, а  $k_u = k_o$ .

Експеримент Е4. Аналогічний Е2 за винятком:

- по-перше, обмеження на величину  $l_{\infty} = \max(40; 0, 15z)$ . Це означає, що ця величина не може бути меншою 40 м та лінійно залежить від висоти;

$$f_{u} = f_{\theta} = (1 + 10Ri)^{-1}.$$
(2.11)

Тут приймається така ж сама умова, що і в Е2, у випадку від'ємних значень *Ri*.

*Експеримент* Е5. Використовує модель 1,5 порядку замикання на основі *k*-теорії турбулентності. Турбулентні рівняння являють собою рівняння для кінетичної енергії турбулентності (2.3), діагностичні рівняння для коефіцієнтів турбулентності швидкості вітру та температури повітря:

$$k_{u} = C_{1}l_{u}\sqrt{b}, \qquad (2.12)$$

$$k_{\theta} = C_2 k_u, \qquad (2.13)$$

де  $C_1 = 0,516$  та  $C_2 = 0,85^{-1}$  при  $Ri_1 > 0,15$ ;

 $C_1 = 1$  та  $C_2 = 1$  при  $Ri_1 \le 0.15$ ;

$$l_u = \min(\mathfrak{a} z, 200) f_u;$$

$$f_{u} = (1 + 12Ri)^{-1}.$$

Вираз для  $l_{u}$  означає, що ця величина лінійно залежить від висоти та не може приймати значения вище 200 м.

*Експеримент* Еб. Той же порядок і метод замикання, що й в Е5. Вирази для коефіцієнтів турбулентності мають вид:

$$k_{u} = C_{1} l_{u} \sqrt{b} , \qquad (2.14)$$

$$k_{\theta} = C_2 l_u f_{\theta} \sqrt{b} , \qquad (2.15)$$

де  $C_1 = 0,067$  і  $C_2 = 0,167$  при  $Ri_1 > 0,15$ ;

 $C_1 = 1$  і  $C_2 = 1$  при  $Ri_1 \le 0,15$ ;

$$l_{u} = \frac{\alpha z}{1 + \alpha z} \left[ \frac{\sqrt{\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}}{3,04\sqrt{b}} + \frac{\sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{2} + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^{2}}}{1,52\sqrt{b}} \right]; f_{\theta} = \left(1 + \frac{l_{u}^{2}\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}{b}\right)^{-1}.$$

*Експеримент* Е7. Той же порядок і метод замикання, що і в Е5. Вирази для коефіцієнтів турбулентності мають вид:

$$k_{u} = C_{1}l_{u}\sqrt{b} , \qquad (2.16)$$

$$k_{\theta} = \begin{cases} (1+2\frac{l_{u}}{\Delta z}k_{u} & npu \ l_{u} < \Delta z \\ 3k_{u} & npu \ l_{u} \ge \Delta z \end{cases},$$
(2.17)

де  $C_1 = 0,1$  при  $Ri_1 > 0,15$ ;

$$C_{1} = 1 \text{ при } Ri_{1} \leq 0,15 \text{ ; } l_{u} = \begin{cases} 0,76 \frac{\sqrt{b}}{\sqrt{\lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}} & npu \ l_{u} < \frac{\partial \theta}{\partial z} \\\\ \frac{1}{0,1 \left(\frac{1}{l_{1}} + \frac{1}{l_{\infty}}\right)} & npu \ l_{u} \geq \frac{\partial \theta}{\partial z} \end{cases}$$

$$l_{1} = \mathfrak{a} z;$$

$$l_{\infty} = \alpha_{l} \frac{\int_{0}^{H} bz dz}{\int_{0}^{H} bdz} \quad (\alpha_{l} = 0,05).$$

*Експеримент* Е8. Той же порядок і метод замикання, що и в Е5. Вирази для коефіцієнтів турбулентності мають вид:

$$k_{u} = C_{1} l_{u} f_{u} \sqrt{b} , \qquad (2.18)$$

$$k_{\theta} = C_2 l_{\theta} f_{\theta} \sqrt{b} , \qquad (2.19)$$

де  $C_1 = 1$  і  $C_2 = 1$ ;

$$l_{u} = l_{\theta} = \min\left(h/4; 0,65z; \sqrt{b/2\lambda}\frac{\partial\theta}{\partial z}\right);$$

*h* - висота приземного шару.

Тут функції стійкості  $f_u$  і  $f_\theta$  визначаються таким же чином, як і в Е2, з такими ж наближеннями при від'ємних значеннях числа Річардсона.

*Експеримент* Е9. Цей експеримент відрізняється від інших перш за все тим, що він використовує два підходи до описання турбулентності у випадку стійкого та нестійкого граничних шарів [52]. Причому, вибір визначається значенням числа Річардсона в приземному шарі, оскільки інтенсивність турбулентності у всьому ГША визначається головним чином вертикальними перепадами метеорологічних величин саме в приземному шарі, товщиною в декілька десятків метрів. Число Річардсона визначалось за формулою

$$Ri_{0} = \frac{\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_{(50-2)_{M}}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{(50-0)_{M}}^{2} + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{(50-0)_{M}}^{2}}.$$
(2.20)

Різниці (50-2) м та (50-0) м означають шари, в яких брались перепади температури повітря і складових швидкості вітру.

Таким чином,

- при  $Ri_0 > 0,15$  для замикання системи рівнянь гідротермодинаміки використовуються діагностичні рівняння для коефіцієнтів турбулентності і для кінетичної енергії вертикальних флуктуацій швидкості замість кінетичної енергії подовжніх і поперечних флуктуацій, що властиве для більшості робіт, присвячених моделюванню ГША. Останнє зроблено відповідно роботі [52], в якій говориться, що при сильній стійкості використання кінетичної енергії подовжних і поперечних флуктуацій швидкості може призвести до значних похибок, тому необхідно застосовувати вирази для кінетичної енергії вертикальних флуктуацій швидкості. Необхідно сказати, що застосовані у відповідності з підходом Зілітінкевича діагностичні вирази для вертикальної складової кинетичної енергії турбулентності і коефіцієнтів турбулентності були отримані автором работи [53] з моделі високого порядку замикання в припущенні про стаціонарний, горизонтально однорідний та рівноважний режим турбулентності. Наведемо вид цих рівнянь:

$$b_{z} = l_{z}^{2} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} \right] \frac{2C_{k}C_{r}\psi_{3}\psi_{\tau}}{3(1+C_{r})} \left[ 1 - \left( \frac{3}{C_{r}\psi_{3}} + 1 \right)Ri_{f} \right], \qquad (2.21)$$

$$k_u = 2\psi_\tau l_z \sqrt{b_z} , \qquad (2.22)$$

$$k_{\theta} = \frac{2C_{F}l_{z}\sqrt{b_{z}}}{\left(1 + \frac{2C_{\theta}C_{F}C_{k}l_{z}^{2}\lambda\frac{\partial\theta}{\partial z}}{b_{z}}\right)},$$
(2.23)

де 
$$l_z = z \left( 1 - \frac{Ri_f}{Ri_f^{\infty}} \right)^{4/3}$$
 - вертикальний турбулентний масштаб довжини;  
 $Ri_f = 1,25Ri \frac{(1+36Ri)^{1.7}}{(1+19Ri)^{2.7}}$  - турбулентне число Річардсона;

 $Ri_{f}^{\infty} = 0,2; C_{k}$  і  $C_{F}$  - безрозмірні константи, які дорівнюють відповідно 1,08 і 0,285;

С<sub>r</sub> = 3 - безрозмірний емпіричний коефіцієнт, уведений для врахування разниці між часовими масштабами в'язкої дисипації і ослаблення турбулентності силами плавучості;

 $C_{\theta} = 0,3$  - емпірична безрозмірна константа, яка прямує до 2/3 при тепловій ізотропії та прямує до нуля при повній тепловій анізотропії;

 $\psi_{3} = 1 + C_{3}Ri_{f}$  - безрозмірний емпіричний коефіцєнт;

$$C_3 = -2,25;$$

 $\psi_{\tau} = C_{\tau 1} + C_{\tau 2} R i_{f}$  - безрозмірний, обмежений коефіцієнт, який монотонно залежить від статичної стійкості;

 $C_{_{\tau 1}}$ і  $C_{_{\tau 2}}$  - безрозмірні константи, які дорівнюють відповідно 0,228 і -0,208;

 $b_z$  - вертикальна складова кінетичної енергії турбулентності;

- при  $Ri_0 \le 0.15$  для замикання системи рівнянь використовується такий же

J I

підхід, що й в експерименті Е1.

Важливо відмітити, що у випадку, коли на попередньому кроці за часом турбулентність параметризувалася за допомогою підходу при *Ri*<sub>0</sub> > 0,15, для переходу до кінетичної енергії подовжної і поперечної складових флуктуацій швидкості від вертикальної складової кінетичної енергії турбулентності використовувалось співвідношення анізотропії при нейтральній стратифікації

$$A_{z} = \frac{b_{z}}{b} = 0,25 \quad \Rightarrow \quad b = \frac{b_{z}}{0,25}.$$
(2.24)

*Експеримент* Е10. Цей експеримент подібний попердньому. Відмінність полягає тільки в тому, що вибір використаного підходу до параметризації турбулентності здійснюється на кожному вертикальному рівні в залежності від значень числа Річардсона на цих висотах

$$Ri_{i} = \frac{\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_{i}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{i}^{2} + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{i}^{2}},$$
(2.25)

де *i* - номер вертикального рівня.

Таким чином,

- при  $Ri_i > 0,2$  на вертикальному рівні *і* використовується такий же підхід, що і в Е9 при  $Ri_0 > 0,15$ ;

- при  $Ri_i \le 0,2$  на вертикальному рівні *і* використовується такий же підхід, що і в Е9 при  $Ri_0 \le 0,15$ .

*Експеримент* Е11. Тут використовується інший підхід замикання, а саме: підхід, який базується на використанні прогностичних рівнянь не тільки для кінетичної енергії турбулентності (2.28), але й дисипації її в теплову енергію (2.29):

$$\frac{1}{2b}\frac{\partial b^2}{\partial t} = k_u \left[ \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right] - k_\theta \alpha_\theta \lambda \left[ \frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right] + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} \frac{k_u}{2b} \frac{\partial b^2}{\partial z} - \varepsilon, \quad (2.26)$$

$$\frac{1}{2\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon^{2}}{\partial t} = \alpha_{1} \frac{\varepsilon}{b} k_{u} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} \right] - \alpha_{4} \frac{\varepsilon^{2}}{\varepsilon b} \lambda k_{\theta} \left[ \frac{\partial \theta_{v}}{\partial z} - \gamma_{\theta_{v}} \right] - \alpha_{3} \frac{\varepsilon^{2}}{b} + \alpha_{2} \frac{\partial}{\partial z} \frac{k_{u}}{2\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon^{2}}{\partial z}, (2.27)$$
де  $\alpha_{1} = 1,38;$ 
 $\alpha_{2} = 1,00;$ 
 $\alpha_{3} = 1,40;$ 
 $\alpha_{4} = 1,40.$ 
Тоді коефіцієнт турбулентності буде розраховуватися за формулою

$$k_{u} = \alpha_{\varepsilon} \frac{b^{2}}{\varepsilon}, \qquad (2.28)$$

де  $\alpha_{e} = 0,08$ .

# 2.2 Скінченно-різнецеві аналоги рівнянь, які описують турбулентні процеси

Оскільки диференційне рівняння для кінетичної енергії турбулентності (2.3) включає в себе нелінійні члени, тому для його рішення необхідно користуватися скінченно-різнецевим наближенням. Похідні за часом розписувалися у відповідності зі схемою Кранка-Ніколсона. Просторові похідні замінялися центральними різницями з постійним вертикальним кроком.

Відомо, що для розв'язання нелінійних рівнянь скінченно-різницевими методами використовується наступне рекурентне співвідношення:

$$A_i b_{i-1}^{j+1} - B_i b_i^{j+1} + C_i b_{i+1}^{j+1} = -F_i, (2.29)$$

де j – номер кроку за часом;  $A_i, B_i, C_i, F_i$  – коефіцієнти, які містять в собі співвідношення членів рівняння (2.3) на і-тому рівні.

Перш за все необхідно зазначити, що в цій роботі використовувалися різні види диференціального рівняння для кінетичної енергії турбулентності, від чого залежать значення коефіцієнтів рекурентного співвідношення (2.29). Перший вид мав вигляд (назвемо його LYKOS) як в рівнянні (2.3). Згідно з цим після деяких перетворень отримаємо значення останніх коефіцієнтів на усіх рівнях, окрім граничних:

$$A_{i} = \alpha_{b} \frac{k_{i} + k_{i-1}}{2\Delta z^{2} k_{i}},$$
(2.30)

$$C_i = \alpha_b \frac{k_{i+1} + k_i}{2\Delta z^2 k_i},\tag{2.31}$$

$$B_i = A_i + C_i + \frac{1}{\Delta t k_i} + \frac{c_e}{l_i^2},$$
(2.32)

$$F_i = \frac{b_i^j}{\Delta t k_i},\tag{2.33}$$

де  $\alpha_b = 0,73;$ 

 $c_e = 0,07 -$ емпіричні коефіцієнти;

Δ*z* - вертикальний крок;

 $\Delta t$  – часовий крок;

 $k_i, b_i^j, l_i$  – коефіцієнт турбулентності, кінетична енергія турбулентності та шлях змішування на і-тому вертикальному рівні.

Вид використаного рівняння LYKOS мав два підвиди (LYKOS1 та LYKOS2), які відрізнялися один від одного значеннями коефіцієнтів  $B_i$  та  $F_i$  в залежності від значень коефіцієнта  $R_i = \frac{[(u_{i+1}-u_{i-1})^2+2\Delta z\gamma_u]+[(v_{i+1}-v_{i-1})^2+2\Delta z\gamma_v]}{4\Delta z^2} - r$ , який характеризує різницю у внеску в процес турбулентності динамічних сил та сил плавучості, де  $u_i$ ,  $v_i$ ,  $\gamma_u$ ,  $\gamma_v$  – складові та протиградієнти швидкості вітру;  $r = \frac{(d_i - |d_i|)}{2}$ ;  $d_i = \alpha_{\theta} \lambda \left( \frac{\theta_{vi+1} - \theta_{vi}}{2\Delta z} + \gamma_{\theta_{vi}} \right)$ ;  $\theta_{vi}$ ,  $\gamma_{\theta_{vi}}$  – віртуальна потенційна температура та її протиградієнт. Якщо використовувався LYKOS1, то  $F_i = F_i + R_i$ . Якщо - LYKOS2, то при  $R_i \ge 0$   $F_i = F_i + R_i$ , а при  $R_i < 0$   $B_i = B_i - R_i/b_i^j$ .

На нижній границі вільного граничного шару при *z*=50 м коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29) матимуть значення:

$$A_1 = 0; C_1 = 0; B_1 = 1; F_1 = \left(\frac{k_1}{l_1}\right)^2.$$
 (2.34)

На верхній межі при z=2000 м –

$$A_{40} = 0; C_{40} = 0; B_{40} = 1; F_{40} = 0.$$
 (2.35)

З метою обчислювальної стійкості при розрахунку характеристик

турбулентності рівняння для балансу кінетичної енергії приводилося до вигляду (назвемо такий вид DMITR):

$$\frac{1}{2b}\frac{\partial b^2}{\partial t} = k_u \left[\frac{\partial u}{\partial z}\left(\frac{\partial u}{\partial z} - \gamma_u\right) + \frac{\partial v}{\partial z}\left(\frac{\partial v}{\partial z} - \gamma_v\right)\right] - k_\theta \alpha_\theta \lambda \left[\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v}\right] + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z}\frac{k_u}{2b}\frac{\partial b^2}{\partial z} - \varepsilon.$$
(2.36)

Тоді коефіцієнти з рекурентного співвідношення (2.29) будуть мати вигляд:

$$A_{i} = \alpha_{b} \frac{k_{i} + k_{i-1}}{4\Delta z^{2} b_{i}^{j} k_{i}},$$
(2.37)

$$C_{i} = \alpha_{b} \frac{k_{i+1} + k_{i}}{4\Delta z^{2} b_{i}^{j} k_{i}},$$
(2.38)

$$B_i = A_i + C_i + \frac{1}{2\Delta t b_i^j k_i} + \frac{c_e}{l_i^2 b_i^j},$$
(2.39)

$$F_i = \frac{b_i^j}{2\Delta t k_i},\tag{2.40}$$

Вид використаного рівняння DMITR мав також два підвиди (DMITR1 та DMITR2), які відрізнялися один від одного тим же, що і у випадку LYKOS.

На нижній границі вільного граничного шару при *z*=50 м (i=1) коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29) матимуть значення:

$$A_1 = 0; C_1 = 0; B_1 = 1/k_1^2; F_1 = \frac{\left(\alpha_b \frac{k_1}{l_1}\right)^4}{k_1^2}.$$
 (2.41)

На верхній межі при z=2000 м (i=40) –

$$A_{40} = 0; C_{40} = 0; B_{40} = \frac{1}{k_{40}^2}; F_{40} = 0.$$
 (2.42)

Окрім, підходу, який базується на визначенні характеристик турбулентності за допомогою моделей з b-l-замиканням, в цій роботі була здійснена спроба відтворити турбулентні процеси за допомогою моделей з *b* – *ε*-замиканням. Згідно з цим, окрім рівняння для балансу кінетичної енергії турбулентності використовується додатково рівняння для дисипації кінетичної енергії турбулентності в теплову (див. формули 2.26, 2.27). Назвемо цей вид використаних рівнянь DMITRbe. Коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29) відповідно до рівнянь 2.26 матимуть вигляд відповідно:

$$A_{i} = \alpha_{b} \frac{k_{i} + k_{i-1}}{4\Delta z^{2} b_{i}^{j}},$$
(2.43)

$$C_i = \alpha_b \frac{k_{i+1} + k_i}{4\Delta z^2 b_i^j},\tag{2.44}$$

$$B_{i} = A_{i} + C_{i} + \frac{1}{2\Delta t b_{i}^{j}} + \frac{(d_{i} + |d_{i}|)}{2(b_{i}^{j})^{2}},$$
(2.45)

$$F_i = \frac{\left(b_i^j\right)^2}{2\Delta t b_i^j} - \varepsilon_i, \qquad (2.46)$$

де  $d_i = k_i \lambda \left( \frac{\theta_{\nu i+1} - \theta_{\nu i}}{2\Delta z} + \gamma_{\theta_{\nu i}} \right).$ 

Експеримент DMITRbe також розділявся на два підвиди (DMITRbe1 та DMITRbe2) в залежності від значень коефіцієнтів  $B_i$  та  $F_i$ . Якщо використовувався DMITRbe1, то  $F_i = F_i + R_i$ , де  $R_i = k_i \frac{[(u_{i+1}-u_{i-1})^2+2\Delta z\gamma_u]+[(v_{i+1}-v_{i-1})^2+2\Delta z\gamma_v]}{4\Delta z^2} - r$ ,  $r = \frac{(d_i-|d_i|)}{2}$ Якщо - DMITRbe2,

то при  $R_i \ge 0$   $F_i = F_i + R_i$ , а при  $R_i < 0$   $B_i = B_i - R_i / (b_i^j)^2$ .

На нижній границі вільного граничного шару при *z*=50 м (i=1) коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29 2.33) матимуть значення:

$$A_1 = 0; C_1 = 0; B_1 = 1/k_1; F_1 = \frac{\varepsilon_1}{\alpha_{\varepsilon}}$$
 (2.47)

На верхній межі при z=2000 м (i=40) -

$$A_{40} = 0; C_{40} = 0; B_{40} = \frac{1}{k_{40}}; F_{40} = 0.$$
 (2.48)

Рекурентні коефіцієнти відповідно до рівняння дисипації кінетичної енергії турбулентності (2.27) матимуть вигляд:

$$A_i = \alpha_2 \frac{k_i + k_{i-1}}{4\Delta z^2 \varepsilon_i^j},\tag{2.49}$$

$$C_{i} = \alpha_{2} \frac{k_{i+1} + k_{i}}{4\Delta z^{2} \varepsilon_{i}^{j}},$$
(2.50)

$$B_{i} = A_{i} + C_{i} + \frac{1}{2\Delta t \varepsilon_{i}^{j}} + \alpha_{4} \frac{(d_{i} + |d_{i}|)}{2\varepsilon_{i}^{j} b_{i}^{j}} + \frac{\alpha_{3}}{b_{i}^{j}}, \qquad (2.51)$$

$$F_i = \frac{\left(\varepsilon_i^j\right)}{2\Delta t},\tag{2.52}$$

Якщо використовувався DMITRbe1, то  $F_i = F_i + R_i$ , де  $R_i = \alpha_1 k_i \varepsilon_i^j \frac{[(u_{i+1} - u_{i-1})^2 + 2\Delta z \gamma_u] + [(v_{i+1} - v_{i-1})^2 + 2\Delta z \gamma_v]}{4\Delta z^2 b_i^j} - r$ ,  $r = \alpha_4 \varepsilon_i^j \frac{(d_i - |d_i|)}{2b_i^j}$  Якщо -

DMITRbe2, то при  $R_i \ge 0$   $F_i = F_i + R_i$ , а при  $R_i < 0$   $B_i = B_i - R_i / (b_i^j)^2$ .

На нижній границі вільного граничного шару при *z*=50 м (i=1) коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29) матимуть значення:

$$A_1 = 0; C_1 = 0; B_1 = 1/b_1; F_1 = \frac{\left(\alpha_{\varepsilon_{k_1}}^{b_1^2}\right)^2}{2b_1}.$$
 (2.53)

На верхній межі при *z*=2000 м (i=40) –

$$A_{40} = 0; C_{40} = 0; B_{40} = \frac{1}{b_{40}}; F_{40} = 0.$$
 (2.54)

Використовуючи метод звичайного прогону та знайдені відповідні коефіцієнти рекурентного співвідношення (2.29), отримаємо вертикальний профіль кінетичної енергії турбулентності на часовому кроці *j*+1.

Для зручності наведемо результуючу таблицю кількості усіх проведених експериментів. В подальшому назви останніх використовуватимуться згідно з нижченаведеним.

Тобто, згідно з таблицею 2.1 проведено всього 34 експерименти.

Таблиця 2.1 – Зведена інформація про кількість та якість проведених чисельних експериментів над океанською поверхнею

	1 порядок замикання	1,5 порядок замикання				2,0 порядок замикання	
		LYKOS1	LYKOS2	DMITR1	DMITR2	DMITRbe1	DMITRbe2
E0		+	+	+	+		
E1		+	+	+	+		
E2=E3	+						
E4	+						
E5		+	+	+	+		
E6		+	+	+	+		
E7		-	-	+	+		
E8		+	+	+	+		
E9		+	+	+	+		
E10		+	+	+	+		
E11						+	+

2.3 Система рівнянь гідротермодинаміки, яка описує фізичні процеси у верхньому шарі океану

Область розв'язання моделі верхнього шару океану простягається від поверхні океану до глибини 200 м. Термодинамічні процеси, які там відбуваються, описуються такими рівняннями:

$$\frac{\partial u_{w}}{\partial t_{w}} - fv_{w} = \frac{\partial}{\partial z_{w}} \left(k_{w} + k_{v}\right) \frac{\partial u_{w}}{\partial z_{w}}, \qquad \frac{\partial v_{w}}{\partial t_{w}} + fu_{w} = \frac{\partial}{\partial z_{w}} \left(k_{w} + k_{v}\right) \frac{\partial v_{w}}{\partial z_{w}}, \qquad (2.55)$$

$$c_{w}\rho_{w}\frac{\partial T_{w}}{\partial t_{w}} = c_{w}\rho_{w}\frac{\partial}{\partial z_{w}}\left(k_{w} + k_{v}\right)\frac{\partial T_{w}}{\partial z_{w}} - \frac{\partial Q_{R}}{\partial z_{w}},$$
(2.56)

де  $t_w$ ,  $z_w$  - час та глибина;

*u*<sub>w</sub>, *v*<sub>w</sub> - горизонтальні складові течії;

 $k_{w}, k_{v}$  - коефіцієнт турбулентності у воді та коефіцієнт молекулярної в'язкості води;

с" - питома теплоємність води;

 $\rho_{\scriptscriptstyle 0}, \rho_{\scriptscriptstyle w}$  - густина приводного шару повітря та води відповідно;

*T*<sub>w</sub> - температура води;

 $Q_{R} = 0,4Fi_{0} \exp(-\beta_{Q} z_{w})$  - потік поглиненої короткохвильової радіації нижче поверхні океану;

*Fi*<sub>0</sub> - приповерхневий потік короткохвильової сонячної радіації;

 $\beta_{Q} = 0,75 \text{ м}^{-1}$ , який визначає кількість тепла, поглиненого водою.

Замикаючими рівняннями є рівняння балансу КЕТ  $b_w$  та дисипації її в тепло  $\varepsilon_w$ , а також співвідношення Колмогорова для коефіцієнта турбулентності:

$$\frac{\partial b_{w}}{\partial t_{w}} = k_{w} \left[ \left( \frac{\partial u_{w}}{\partial z_{w}} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v_{w}}{\partial z_{w}} \right)^{2} \right] + \frac{\partial}{\partial z_{w}} k_{w} \frac{\partial b_{w}}{\partial z_{w}} - \varepsilon_{w} + g \alpha k_{w} \frac{\partial T_{w}}{\partial z_{w}}, \qquad (2.57)$$

$$\frac{\partial \varepsilon_{w}}{\partial t_{w}} = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon_{w}}{b_{w}} k_{w} \left[ \left( \frac{\partial u_{w}}{\partial z_{w}} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v_{w}}{\partial z_{w}} \right)^{2} \right] + \frac{\partial}{\partial z_{w}} \frac{k_{w}}{\sigma_{\varepsilon}} \frac{\partial \varepsilon_{w}}{\partial z_{w}} - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon_{w}^{2}}{b_{w}} + c_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon_{w}}{b_{w}} g \alpha k_{w} \frac{\partial T_{w}}{\partial z_{w}}, \quad (2.58)$$

$$k_{w} = c_{\mu} \frac{b_{w}^{2}}{\varepsilon_{w}}, \qquad (2.59)$$

де g - прискорення вільного падіння;

 $\alpha$  - коефіцієнт термічного розширення води;

 $c_{1\varepsilon}, c_{2\varepsilon}, c_{3\varepsilon}, c_{\mu}, \sigma_{\varepsilon}$  дорівнюють відповідно 1,38, 1,40, 1,40, 1,0, 0,08.

#### 2.4. Формування початкових та граничних умов

Граничні умови встановлюються на чотирьох рівнях:

- на рівні 2000 м в атмосфері, де припускається відомим часовий хід складових швидкості вітру, температури і масової частки водяної пари

$$u = u_{H}(t), \quad v = v_{H}(t), \quad \theta = \theta_{H}(t), \quad q = q_{H}(t), \quad b=0;$$
 (2.60)

- на верхній межі сталих потоків (*h*=50 м) встановлюється умова безперервності метеорологічних величин та їх похідних

$$k_{h} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial z}\Big|_{z=h=0} = k_{h} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial z}\Big|_{z=h=0}, \quad \overline{\phi}\Big|_{z=h=0} = \overline{\phi}\Big|_{z=h=0}, \quad b_{h} = (\alpha_{b} k_{h}/l_{h})^{2}, \quad (2.61)$$

де 
$$\phi = \{u, v, \theta, q\};$$
  
 $\alpha_b = 0,73;$ 

- на  $z = z_0$  описується дія дотичної напруги  $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$  та потоку тепла  $Q_T$ 

$$\left(k_{w}+k_{v}\right)\frac{\partial u_{w}}{\partial z_{w}}=-\frac{\tau_{x}}{\rho_{0}},\quad\left(k_{w}+k_{v}\right)\frac{\partial v_{w}}{\partial z_{w}}=-\frac{\tau_{y}}{\rho_{0}},\quad\left(k_{w}+k_{v}\right)\frac{\partial T_{w}}{\partial z_{w}}=-Q_{T};\quad(2.62)$$

а також встановлюється незмінність  $b_{w}$  та  $\varepsilon_{w}$  по вертикалі

$$\left(k_{w}+k_{v}\right)\frac{\partial b_{w}}{\partial z_{w}}=0,\ \left(k_{w}+k_{v}\right)\frac{\partial \varepsilon_{w}}{\partial z_{w}}=0;$$
(2.63)

- на глибині 200 м:  $u_w = 0$ ,  $v_w = 0$ ,  $T_w = T_w (H_w = 200 \text{ M})$ ,  $b_w = 0$ ,  $\varepsilon_w = 0$ . Потік тепла на поверхні океану  $Q_T$  визначається наступним чином

$$Q_{\tau} = 0.6Fi_0 + F_{eh} + H_0 + LE_0, \qquad (2.64)$$

де *Fi*<sub>0</sub> - потік короткохвильової радіації;

:

 $F_{\scriptscriptstyle e\!\phi}$  - потік довгохвильового ефективного випромінення;

 $H_0, LE_0$  - турбулентні потоки явного та прихованого тепла.

Слід зазначити, що потоки довгохвильової та короткохвильової радіації на рівні 2000 м одержувалися за допомогою методів, про які йтиметься нижче, застосовуючи фактичні профілі метеорологічних величин та інформацію про фактичну наявність хмар в середньому та верхньому ярусах.

В початковий момент часу (*t* = 0), в атмосфері вважатимемо заданими вертикальні профілі всіх прогностичних змінних

$$u = u^{\circ}(z), \quad v = v^{\circ}(z), \quad \theta = \theta^{\circ}(z), \quad q = q^{\circ}(z), \quad b = b^{\circ}(z).$$

Оскільки у вимірюваннях відсутні дані для  $b^0(z)$ , то для отримання його вертикального розподілу ми використовуємо стаціонарний варіант моделі з граничними умовами, фіксованими на момент часу t = 0.

Початкові профілі усіх гідрологічних величин, окрім температури води, та відповідних параметрів турбулентності у верхньому перемішаному шарі розраховувалися за допомогою аналітичної моделі [54], використовуючи відомі значення напруги тертя вітру, сумарного потоку тепла на поверхні океану та параметра Коріоліса. В аналітичній моделі робляться припущення про горизонтальну однорідність, стаціонарність рівнянь руху та стійкість температурної стратифікації. Профіль температури води задавався за фактичними даними.

## 2.5. Параметризація шару постійних потоків та інших процесів підсіткового масштабу

В шарі « $0 < z \le h$ » маємо:

$$\frac{\partial}{\partial z}\overline{w'\phi'}\cong 0, \qquad (2.65)$$

3 рівняння (2.65) випливає, що

$$\overline{w'\phi'} \cong const$$

Для їх вирішення використовують відомі положення теорії подібності Моніна-Обухова [55]. В результаті отримуємо:

$$\overline{u'w'} = -C_u^2 V_h u_h, \quad \overline{v'w'} = -C_u^2 V_h v_h, \quad \overline{\theta'w'} = -C_u C_\theta V_h (\theta_h - \theta_{sea}),$$

$$\overline{q'w'} = -C_u C_\theta V_h (q_h - q_{\max}(\theta_{sea}, P_{sea})), \quad (2.66)$$

де  $\theta_h$ ,  $q_h$ - значення потенціальної температури та масової частки водяної пари на рівнях  $z = z_T$  та z = h відповідно;

 $q_0$  - значення масової частки водяної пари на рівні  $z = z_T$ ;  $u_h, v_h, V_h$  - складові та модуль швидкості вітру на z = h; *z<sub>T</sub>* - гіпотетична висота, на якій температура повітря дорівнює температурі підстильної поверхні;

 $\theta_{sea}$ ,  $P_{sea}$  – потенціальна температура і тиск на рівні моря (відомі функції часу t);

 $C_{\phi} = \frac{1}{f_{\phi}(\zeta, \zeta_{\phi})}$ æ – інтегральні коефіцієнти переносу, які розраховувалися за

допомогою універсальних функцій Бусінгера-Даєра  $f_{\phi}(\zeta, \zeta_{\phi})$  швидкості вітру та температури повітря в залежності від характеру стратифікації температури, які дають найкращу відповідність теорії з даними безпосередніх спостережень [56].

При нестійкій стратифікації універсальні функції знаходилися за методом [57]. Тут вводиться припущення, що універсальні функції профілів температури та вологості аналогічні.

В атмосферній моделі здійснювалися параметризації фазових перетворень води в атмосфері [58] та додаткових припливів тепла за рахунок бризкових хмар [59].

Радіаційні потоки у всій товщі тропосфери розраховувалися за допомогою методу [60] з врахування хмарних шарів, які ідентифікувалися згідно з критичним значенням відносної вологості, яке для кожного місяця року було різне. Останнє виявлялося в результаті аналізу фактичного матеріалу вище ГША та за розрахованими профілями відносної вологості нижче верхньої його межі.

В основі методу [60] 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 [61]. 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 ярусу. Таким чином, значення потоків нижнього короткохвильової сонячної радіації (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 <= 550 гПа) має місце, коли відносна вологість прийматиме значення, що не менші 60 %; в середньому ярусі (550 < Р <= 800 гПа) – коли відносна вологість буде більшою, аніж 75 %. Критичні значення для верхнього та середнього ярусів були встановлені згідно з [62].

Розглянемо більш детально основу методу [60] 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

$$F_i = S_i' + D_i^{\downarrow} - D_i^{\uparrow}, \qquad (2.67)$$

де  $S'_i$ ,  $D^{\uparrow}_i$  та  $D^{\downarrow}_i$  - 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:

$$S'_{i} = S_{0} \cos Ze \Re_{1}(m_{1i}),$$
 (2.68)

$$D_i^{\uparrow} = S_0 \cos Ze \Re_2(m_2), \qquad (2.69)$$

$$D_i^{\downarrow} = 0, \qquad (2.70)$$

де Я - функція пропускання;

індекс «1» означає відповідну величину для прямої сонячної радіації,

«2» - для відбитої від поверхні моря;

«З» - для пропущеної хмарою радіації;

«4» - для відбитої від поверхні води радіації при хмарному небі;

«5» - для відбитої від хмари радіації;

*m*<sub>11</sub> - ефективна поглинаюча маса для прямої сонячної радіації на рівні *i*;

*m*<sub>2</sub> - ефективна поглинаюча маса всієї товщі атмосфери для відбитої від поверхні моря радіації.

Ефективні поглинаючі маси для різних видів радіації залежать від величини  $\eta_i$ :

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

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  $\Re$  залежить як від  $m_i$ , так і від радіаційних коефіцієнтів a та b

$$\Re(m_i) = a \cdot 0.463 + b \cdot \left[0.062 \exp\left(-0.945 \sqrt{m_i}\right) + 0.450 \exp\left(-0.0292 \sqrt{m_i}\right)\right].$$

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 озоном. 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 [61].

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

пряму сонячну радіацію

$$S'_{i} = S_{0} \cos Ze \Re_{1}(m_{1i});$$
 (2.71)

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

$$D_{i}^{\uparrow} = S_{0} \cos Ze(\Re_{5}(m_{4}) + \Re_{4}(m_{5})). \qquad (2.72)$$

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

У підхмарному шарі наявні такі види радіації:

- пропущена хмарою розсіяна радіація

$$D_{i}^{\downarrow} = S_{0} \cos Ze \Re_{3i}(m_{3i}), \qquad (2.73)$$

- відбита від поверхні води радіація при хмарному небі

$$D_i^{\uparrow} = S_0 \cos Ze \mathfrak{R}_5(m_4). \tag{2.74}$$

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

 $\Re_5(m_4)$  - це функція пропускання для відбитої від поверхні води радіації при хмарному небі;  $\Re_4(m_5)$  - функція пропускання для відбитої від хмари радіації та  $\Re_{3i}(m_{3i})$  - функція пропускання для пропущеної хмарою радіації на

поточному рівні і.

Тут 
$$m_4 = \frac{\eta_{BTX}}{\cos Ze} + \frac{\eta_1 - \eta_{BTX}}{\cos 9}$$
 - ефективна поглинаюча маса для відбитої від

поверхні води радіації при хмарному небі. Остання формула використовується за наявності одного хмарного шару або для верхнього хмарного шару при наявності декількох хмарних шарів, поки  $\eta_i$  не досягне верхньої межі нижчележачого хмарного шару. Фізичний зміст цієї формули треба розуміти таким чином: перша складова правої 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

$$m_{4} = \frac{\eta_{BTX(1)}}{\cos Ze} + \left[\sum_{n_{xw}=2}^{n_{xw}=n_{xw}} \frac{\left(\eta_{BTX(n_{xw})} - \eta_{BTX(n_{xw}-1)}\right)}{\overline{\cos 9}}\right] + \frac{\eta_{1} - \eta_{BTX(n_{xw})}}{\overline{\cos 9}}$$

Пояснимо останню формулу.  $n_{xx}$  - це номер хмарного шару (нумерація починається зверху вниз). Тому, якщо ми маємо  $\frac{\eta_{BTX(1)}}{\cos Ze}$ , 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 повітря від верхньої межі першого, або вищого, хмарного шару до верхньої межі поточного шару. В суму 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 стовбця 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.

 $m_5 = \frac{\eta_{BTX}}{\cos Ze}$  - 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

$$m_{5} = \frac{\eta_{BTX(1)}}{\cos Ze} + \left[\sum_{n_{xw}=2}^{n_{xw}=n_{xw}} \frac{\left(\eta_{BTX(n_{xw})} - \eta_{BTX(n_{xw}-1)}\right)}{\cos 9}\right].$$

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  $\mathcal{9}$ .

 $m_{3i} = \frac{\eta_{BTX}}{\cos Ze} + \frac{\eta_i - \eta_{BTX}}{\overline{\cos 9}}$  - ефективна поглинаюча маса для пропущеної

хмарою радіації, якщо хмарний шар один. Якщо хмарних шарів декілька, то

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

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.

Приводні радіаційні потоки довгохвильової радіації та радіаційні потоки у всій товщі тропосфери відтворювалися за допомогою метода Фейгельсон [63] з урахуванням хмарних шарів, виявлених таким же чином, що й при параметризації потоків сонячної радіації.

Метод [63] базується на інтегруванні рівнянь переносу випромінювання в тропосфері по ефективній поглинальній масі.

Для безхмарної атмосфери потоки висхідної довгохвильової радіації описуються наступним рівнянням

$$F^{\uparrow}(z) = \sigma T_0^4 Q_{\partial x} (M - m_z), \qquad (2.75)$$

потоки низхідної радіації –

$$F^{\downarrow}(z) = \int_{0}^{m_{z}} \sigma T^{4} dQ_{dx}(m_{z} - u), \qquad (2.76)$$

де  $Q_{dx}(M-m_z)$  - функція пропускання в шарі  $(M-m_z)$ ;

М - ефективна поглинальна маса біля поверхні океану;

*m*<sub>z</sub> - ефективна поглинальна маса на рівні *z*;

*и* - ефективна поглинальна маса на рівні між поверхнею океану та висотою *z*.

У випадку хмарної атмосфери в надхмарному шарі для висхідної радіації приймається

$$F^{\uparrow}(z) = \sigma T^{4}_{B\Gamma} Q_{\partial x} (m_{B\Gamma} - m_{z}) + \int_{m_{B\Gamma}}^{m_{z}} \sigma T^{4} dQ_{\partial x} (u - m_{z}), \qquad (2.77)$$

а для низхідної довгохвильової радіації використовується формула (2.76).

Де  $T_{\rm BF}$  - температура верхньої межі хмари;

*m*<sub>*BF*</sub> - ефективна поглинаюча маса на верхній межі хмари.

У підхмарному шарі висхідна радіація розраховується таким же чином, що у в безхмарній атмосфері, тобто за формулою (2.75), а низхідна - наступним чином

$$F^{\downarrow}(z) = \sigma T^{4}_{H\Gamma} Q_{\partial x}(m_{z} - m_{H\Gamma}) + \int_{m_{H\Gamma}}^{m_{z}} \sigma T^{4} dQ_{\partial x}(m_{z} - u), \qquad (2.78)$$

де  $T_{\rm HF}$  та  $m_{\rm HF}$  - це температура та ефективна поглинаюча маса нижньої межі

хмари.

Перші члени в (2.77) та (2.78) описують випромінювання водної поверхні та хмар, яке дійшло до рівня, що розглядається. Інтегральні члени в усіх формулах описують власне випромінювання нижчих шарів для висхідної радіації та вищих – для низхідної.

Інтегральна функція пропускання для довгохвильової радіації має вигляд

$$Q_{dx}(\Delta m) = 0,539 e^{-2.45\sqrt{\Delta m}} + 0,461 e^{-0.213\sqrt{\Delta m}}.$$
(2.79)

Ця функція пропускання враховує поглинання водяною парою та вуглекислим газом. Під  $\Delta m$  розуміється ефективна поглинальна маса водяної пари або  $m_z - m_{HT}$ , або  $m_z - u$ , або  $m_{BT} - m_z$ , або  $u - m_z$ , або  $M - m_z$ .

Інтеграли в формулах (2.76)-(2.78) замінюються сумами

$$\int_{M}^{m_{z}} \sigma T^{4} dQ_{\partial x} (u - m_{z}) = \frac{1}{2} \sum_{k=i+1}^{l} (\sigma T_{k-1}^{4} + \sigma T_{k}^{4}) \left[ Q_{\partial x} (m_{k-1} - m_{i}) - Q_{\partial x} (m_{k} - m_{i}) \right].$$

Ефективне випромінювання визначається як різниця між низхідним та висхідним потоками довгохвильового випромінювання

$$F_{e\phi}(z) = F^{\downarrow}(z) - F^{\uparrow}(z). \qquad (2.80)$$

## З ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ ВЗАЄМОДІЇ «ГРАНИЧНИЙ ШАР АТМОСФЕРИ – ВЕРХНІЙ ШАР ОКЕАНУ»

В результаті розрахунків отримані просторово-часові поля основних метеорологічних параметрів, які порівнювалися з фактичними даними. В результаті такого порівняння розраховані коефіцієнти кореляції ( $r_{xy}$ ) та розбіжності ( $k_r$ ). Було прийнято, що експеримент, в якому одночасно коефіцієнт кореляції між фактичними та розрахованими метеорологічними величинами більший 0,5 і коефіцієнт розбіжності менший 0,3 є добре узгодженим з даними спостережень. Обґрунтованість використання саме такого коефіцієнта кореляції пояснюється тим, що при  $r_{xy}$ =0,5 і вибірці об'ємом 39 елементів існує статистично значущий кореляційний зв'язок. Прийняття доброго узгодження натурних та розрахованих даних при коефіцієнті розбіжності меншому, чим 0,30, пояснюється тим, що при таких значеннях коефіцієнтів розбіжності площі під кривими повторюваності відповідних величин співпадають більше, ніж на 70 %.

Як було зазначено в розділі 2 в рамках цієї роботи було зроблена спроба оцінити якість параметризацій турбулентності в граничному шарі атмосфери, яка описувалась різними способами замикання (див. р. 2, п. 2.1). В результаті отримана часова поведінка основних метеорологічних та гідрологічних величин та параметрів турбулентності на основних опорних рівнях (їх всього для атмосфери п'ять: 50, 200, 500, 1000, 1500 м; для океану 10: 0, -10, -20, -30, -50, - 75, -100, -125, -150, -200 м), на протязі досить тривалого періоду часу: 8760 год, що складає один рік з 1 грудня 1978 року до 30 листопада 1979 року. Вибірка результатів розрахунку представляла собою значення відповідних величин через 12 годин.

## 3.1 Часова структура граничних шарів атмосфери та океану по сезонам та за цілий рік

3.1.1 Температура поверхні океану. Відомо, що при відтворенні структур взаємодіючих граничних шарів атмосфери та океану майже як не найголовнішу роль у їх відтворенні грає успішність відтворення фізичних величин на границі взаємодії. Однією з таких величин є поверхнева температура води як результат балансу теплових потоків та як індикатор адекватності опису процесів мікромасштабу. Саме ця фізична характеристика була нами обрана для відбору найкращої параметризації турбулентності у граничному шарі атмосфери.

Нижче наведений часовий хід температури на поверхні води при замикання використанні 11 способів (E0-E11) при різних вилах диференціальної постановки для рівняння балансу кінетичної енергії турбулентності LYKOS2, DMITR1, (LYKOS1, DMITR2, DMITRbe1. DMITRbe2). Графіки функцій та весь результуючий матеріал наведемо починаючи з моделі найнижчого порядку замикання, тобто з експериментів Е2 та Е4. В нижченаведених графіках часового ходу температури поверхні океану вісь абсцис представлена в годинах, а не в сезонах. Відповідність часових інтервалів сезонам така: 0 .. 2160 год – зима; 2160 .. 4367 год – весна; 4367 .. 6576 год – літо; 6576 .. 8760 год – осінь.

Часовий хід температури поверхні води (рис. 3.1), отриманий з експерименту Е2 показує високе кореляційне узгодження (від 0,95 восени до 0,71 влітку, табл. 3.1), але низьке узгодження за коефіцієнтом розбіжності (від 0,38 восени до 0,96 взимку). Згідно з річною вибіркою коефіцієнт кореляції складає величину 0,94, коефіцієнт розбіжності – 0,45. Великі значення останнього зумовлюється заниженням розрахованої температури в зимовий період приблизно на 3 <sup>о</sup>С та завищенням (від 2,5 до 7 <sup>о</sup>С) в решті періодів року. Криві повторюваності (рис. 3.2) візуально відбивають ступінь узгодження розрахованих та фактичних значень температури за коефіцієнтом розбіжності. Зокрема, криві повторюваності, отримані з річної вибірки (рис. 3.2 (1))



Рисунок 3.1 – Часовий хід температури поверхні води, отриманий з моделі першого порядку замикання (експерименти E2=E3 – 1; E4 - 2). Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.

показують, що в області фактичних значень поверхневої температури води розрахована температура має майже завжди нижчу частотність, окрім крайніх градацій.

Взимку (рис. 3.2 (2)) криві повторюваності майже не мають спільної площі  $(k_r=0.96, \text{ табл. 3.1})$ , хоча й різниця температур в модальних точках приблизно дорівнює 2 <sup>0</sup>C. Необхідно відмітити важливу особливість зимового розподілу повторюваності температур поверхні води. Область визначення цієї величини складає період від 6 до 8 <sup>0</sup>C, тобто в різниці між максимальними та мінімальними значеннями 2 <sup>0</sup>C, що співпадає з допустимою похибкою у модельному відтворенні в порівнянні з фактом. Згідно з цим порівняння кривих повторюваності не є обґрунтованим, оскільки являється аналогом розглядання відмінностей подібних крупних об`єктів через збільшувальне скло.

Весною фактична крива повторюваності (рис. 3.2 (3)) є двох модальною з яскраво виділеним максимумом в зоні більш низьких температур, тоді як крива повторюваності розрахованої температури поверхні води має три мало виділені максимуми, ні один з яких найбільшу моду фактичної кривої повторюваності

не відтворює. Але менш виділений максимум розрахована крива повторюваності досить непогано повторила.

Таблиця 3.1 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з експериментів за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі першого порядку замикання (E2=E3, E4)

	E2	E4				
	Ціли	ій рік				
r <sub>xy</sub>	0,94	0,91				
k <sub>r</sub>	0,45	0,28				
	Зима					
r <sub>xy</sub>	0,65	0,77				
k <sub>r</sub>	0,96	0,49				
	Be	сна				
r <sub>xy</sub>	0,79	0,90				
k <sub>r</sub>	0,44	0,28				
	Лі	ТО				
r <sub>xy</sub>	0,71	0,63				
k <sub>r</sub>	0,63	0,65				
	Oc	інь				
r <sub>xy</sub>	0,95	0,96				
k <sub>r</sub>	0,38	0,28				

Влітку (рис. 3.2 (4)) криві повторюваності як фактичної, так і розрахованої температури теж являються двох модальними, але зміщені перша відносно другої приблизно на 2,5  $^{0}$ C в сторону більш низьких температур. В цей період коефіцієнт кореляції складає величину 0,71, а коефіцієнт розбіжності 0,63 (табл. 3.1).

Восени (рис. 3.2 (5)) крива повторюваності фактичної температури поверхні води має два рівнозначних максимуми, які кривою повторюваності розрахованої температури хоча й відтворюються, але недостатньо, розподіляючись фіктивно на крайніх градаціях своєї області визначення, які виходять за межі фактичної області визначення температур.



Рисунок 3.2 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі першого порядку замикання (експеримент E2=E3): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.

Результати експерименту Е4 показують високе узгодження розрахованої та фактичної температури майже у всі періоди року, окрім літнього (рис. 3.1 (2)), коли спостерігається завищення розрахованої температури до 5  $^{0}$ C. Про це свідчать як коефіцієнти кореляції, так і коефіцієнти розбіжності. Перші з яких варіюють в межах від 0,63 влітку до 0,96 восени, а другі – від 0,65 влітку до 0,28 в решту періодів року. Загалом криві повторюваності розрахованої температури поверхні води (рис. 3.3) відтворюють поведінку кривої повторюваності фактичної температури за винятком літнього періоду, коли дві криві як і в попередньому експерименті Е2 зміщені одна відносно одної приблизно на 4  $^{0}$ C.

В рамках цієї роботи експериментів з 1,5 порядком замикання нараховується 30. Тому у зв'язку з громіздкістю отриманих матеріалів наведемо лише коефіцієнти кореляції та розбіжності між фактичною та розрахованою температурою поверхні води (табл. 3.2-3.5). Часовий хід на протязі року та криві повторюваності за сезонами та за цілий рік відповідних експериментів наводяться в додатках А і Б.

Слід відмітити, що серед експериментів LYKOS1 та LYKOS2 експеримент Е7 не реалізувався за рахунок чисельної нестійкості, тому в таблицях відповідні коефіцієнти узгодження не наводяться.

Результати розрахунку експериментів групи LYKOS1 (табл. 3.2) показують високу кореляцію з фактичними значеннями температури поверхні води, якщо розглядається річна вибірка. Коефіцієнти кореляції варіюють від 0,87 (експеримент E5) до 0,95 (експеримент E8). Але коефіцієнти розбіжності свідчать про високе неузгодження між кривими повторюваності, окрім експерименту E9, де при параметризації турбулентності використовувався підхід, при якому для замикання системи рівнянь гідротермодинаміки використовуються діагностичні рівняння для коефіцієнтів турбулентності і для кінетичної енергії вертикальних флуктуацій швидкості замість кінетичної енергії подовжніх і поперечних флуктуацій у випадку стійкої стратифікації. Коефіцієнт розбіжності склав величину 0,31.



Рисунок 3.3 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі першого порядку замикання (експеримент Е4): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.

Таблиця 3.2 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з експериментів LYKOS1 за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі 1,5 порядку замикання (E0, E1, E5, E6, E7, E8, E9, E10)

	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10		
				Цілий	рік			I		
r <sub>xy</sub>	0,92	0,94	0,87	0,92	-	0,95	0,93	0,94		
k <sub>r</sub>	0,42	0,43	0,57	0,41	-	0,41	0,31	0,43		
				Зим	a					
r <sub>xy</sub>	0,73	0,75	0,74	0,72	-	0,75	0,72	0,75		
k <sub>r</sub>	0,42	0,47	0,75	0,58	-	0,42	0,33	0,47		
				Весн	a					
r <sub>xy</sub>	0,71	0,81	0,77	0,72	-	0,92	0,76	0,81		
k <sub>r</sub>	0,60	0,47	0,80	0,39	-	0,47	0,52	0,47		
				Літо	)					
r <sub>xy</sub>	0,67	0,63	0,33	0,65	-	0,58	0,66	0,63		
k <sub>r</sub>	0,86	0,94	0,96	0,83	-	0,95	0,85	0,94		
	Осінь									
r <sub>xy</sub>	0,96	0,95	0,92	0,93	-	0,95	0,94	0,95		
k <sub>r</sub>	0,36	0,31	0,48	0,34	-	0,73	0,38	0,31		

Таблиця 3.3 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з різних експериментів LYKOS2 за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі 1,5 порядку замикання (E0, E1, E5, E6, E7, E8, E9, E10)

	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10		
	Цілий рік									
r <sub>xy</sub>	0,93	0,94	0,90	0,92	-	0,94	0,94	0,93		
k <sub>r</sub>	0,37	0,35	0,43	0,46	-	0,38	0,35	0,43		
				Зима	a					
r <sub>xy</sub>	0,71	0,73	0,71	0,66	-	0,77	0,71	0,75		
k <sub>r</sub>	0,33	0,46	0,62	0,65	-	0,35	0,35	0,46		
				Весн	a					
r <sub>xy</sub>	0,75	0,73	0,76	0,79	-	0,90	0,77	0,81		
k <sub>r</sub>	0,57	0,49	0,57	0,52	-	0,48	0,50	0,54		
				Літс	)					
r <sub>xy</sub>	0,64	0,70	0,43	0,52	-	0,47	0,70	0,62		
k <sub>r</sub>	0,84	0,86	0,88	0,91	-	0,96	0,84	0,94		
	Осінь									
r <sub>xy</sub>	0,94	0,94	0,94	0,94	_	0,96	0,94	0,95		
k <sub>r</sub>	0,29	0,33	0,38	0,31	-	0,78	0,36	0,32		

Таблиця 3.4 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з різних експериментів DMITR1 за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі 1,5 порядку замикання (E0, E1, E5, E6, E7, E8, E9, E10)

	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10				
		Цілий рік										
r <sub>xy</sub>	0,93	0,93	0,93	0,92	0,94	0,93	0,93	0,93				
k <sub>r</sub>	0,36	0,31	0,41	0,39	0,38	0,39	0,37	0,45				
				Зима	a							
r <sub>xy</sub>	0,67	0,73	0,66	0,70	0,70	0,70	0,73	0,75				
k <sub>r</sub>	0,33	0,29	0,53	0,45	0,42	0,41	0,50	0,65				
				Весн	a							
r <sub>xy</sub>	0,84	0,84	0,71	0,75	0,78	0,80	0,82	0,81				
k <sub>r</sub>	0,48	0,42	0,48	0,41	0,37	0,53	0,45	0,47				
				Літо	)							
r <sub>xy</sub>	0,61	0,59	0,62	0,53	0,62	0,51	0,60	0,65				
k <sub>r</sub>	0,86	0,65	0,84	0,71	0,91	0,96	0,72	0,89				
	Осінь											
r <sub>xy</sub>	0,95	0,94	0,93	0,95	0,96	0,94	0,93	0,96				
k <sub>r</sub>	0,32	0,35	0,39	0,36	0,41	0,61	0,36	0,36				

Таблиця 3.5 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з різних експериментів DMITR2 за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі 1,5 порядку замикання (E0, E1, E5, E6, E7, E8, E9, E10)

	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10			
		Цілий рік									
r <sub>xy</sub>	0,93	0,93	0,93	0,92	0,94	0,93	0,93	0,93			
k <sub>r</sub>	0,36	0,31	0,41	0,39	0,38	0,39	0,37	0,45			
				Зим	a						
r <sub>xy</sub>	0,67	0,73	0,66	0,70	0,70	0,70	0,73	0,75			
k <sub>r</sub>	0,33	0,29	0,53	0,45	0,42	0,41	0,50	0,65			
				Весн	ia						
r <sub>xy</sub>	0,84	0,84	0,71	0,75	0,78	0,80	0,82	0,81			
k <sub>r</sub>	0,48	0,41	0,48	0,41	0,37	0,53	0,45	0,49			
				Літо	)						
r <sub>xy</sub>	0,61	0,59	0,62	0,53	0,62	0,51	0,60	0,65			
k <sub>r</sub>	0,86	0,65	0,84	0,71	0,91	0,96	0,72	0,89			
	Осінь										
r <sub>xy</sub>	0,95	0,94	0,93	0,95	0,96	0,94	0,93	0,96			
k <sub>r</sub>	0,32	0,35	0,39	0,36	0,41	0,61	0,36	0,36			

За сезонами кореляційний зв'язок між фактичною та розрахованою температурами поверхні океану є досить високим (не менший 0,70), окрім літнього періоду, де коефіцієнт кореляції варіює від 0,33 (експеримент E5) до 0,67 (експеримент E0). Коефіцієнти розбіжності характеризуються високими значеннями від 0,31 (експерименти E1 та E10) восени до 0,96 (експеримент E5) влітку. Таке високе неузгодження кривих повторюваності фактичної та розрахованої температур пояснюється завищенням останньої на протязі майже всього року у всіх експериментах (додаток A, рис. A1), окрім зимового періоду.

Аналіз результатів експериментів групи LYKOS2 (табл. 3.3) показав, як і в попередній групі експериментів LYKOS1 (табл. 3.2), високе кореляційне узгодження між розрахованою та фактичною температурами поверхні води, окрім літнього періоду, але низьке узгодження за коефіцієнтами розбіжності, хоча в цій групі експериментів спостерігається тенденція зменшення коефіцієнтів розбіжності як в кривих повторюваності річних вибірок, так і вибірок за сезонами, оскільки завищення температури дещо менше.

Нагадаємо, експериментів DMITR1 DMITR2 що групи та характеризуються використанням такого виду рівнянь для балансу кінетичної турбулентності, при якому підвищується стійкість енергії чисельного моделювання (див. форм. (2.36)). Як і в попередніх групах експериментів аналіз результатів розрахунку групи DMITR1 та DMITR2 (табл. 3.4 та 3.5) показує високе кореляційне узгодження, але низьке узгодження за коефіцієнтами розбіжності, хоча дещо нижчими, ніж у вищезазначених групах експериментів. Слід зазначити, що найкраща відповідність розрахованої температури поверхні океану з фактичною як за коефіцієнтом кореляції (0,73), так і за коефіцієнтом розбіжності (0,29), спостерігається взимку (експериментів E1).

Часовий хід (рис. 3.4) та коефіцієнти кореляції і розбіжності (табл. 3.6) при використанні b-є-замикання показують значне завищення температури майже на протязі всього року, окрім зимового періоду, високу кореляцію між фактичною та розрахованою температурами, а також низьке узгодження між кривими повторюваності (рис. 3.5, рис. 3.6).



Час, год

Рисунок 3.4 – Часовий хід температури поверхні води. 1) – Експеримент DMITRbe1; 2) – Експеримент DMITRbe2. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.

Таблиця 3.6 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з експериментів DMITRbe1 і DMITRbe2 за цілий рік та за сезонами, отриманих з моделі 2,0 порядку замикання

	DMITRbe1	DMITRbe2
	Цілий	рік
r <sub>xy</sub>	0,94	0,94
k <sub>r</sub>	0,32	0,32
	Зим	a
r <sub>xy</sub>	0,71	0,71
k <sub>r</sub>	0,44	0,44
	Весн	Ia
r <sub>xy</sub>	0,89	0,89
k <sub>r</sub>	0,46	0,46
	Літ	0
r <sub>xy</sub>	0,75	0,75
k <sub>r</sub>	0,95	0,95
	Ocir	ІЬ
r <sub>xy</sub>	0,96	0,96
k <sub>r</sub>	0,45	0,45



Рисунок 3.5 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITRbe1): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок 3.6 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITRbe2): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.

Таким чином, підбиваючи підсумки усіх проведених експериментів необхідно зазначити, що:

1) взимку найкраща відповідність між фактичною та розрахованою вибірками спостерігається в експерименті E1 з груп DMITR1 та DMITR2 (табл. 3.4 та 3.5). Тут коефіцієнти кореляції складає величину 0,73, а коефіцієнт розбіжності – 0,29. Крива повторюваності (рис. Б16, додаток Б) розрахованої температури поверхні океану добре відтворює поведінку бокових крил кривої повторюваності фактичної температури, але недостатньо – середню частину останньої, де в розрахунках кількість випадків з відповідною температурою занижена та розподіляється в крайніх градаціях області визначення. Хоча останнє не суть важливо, оскільки похибка у відтворенні температури не перевищує 1  $^{0}$ С;

 весною найкраще поверхнева температура океану відтворюється експериментом Е4, в якому для знаходження коефіцієнта турбулентності використовується діагностичне рівняння, в якому міститься залежність від числа Річардсона. Коефіцієнт кореляції (табл. 3.1) склав 0,90, коефіцієнт розбіжності – 0,28;

3) влітку майже у всіх експериментах спостерігається завищення температури в порівнянні з фактом. Причина цього описуватиметься в пункті 3.3 при розгляданні відтворення складових теплового балансу на поверхні океану. Відносно отриманих результатів з інших експериментів найкращою відповідністю з фактом характеризуються експерименти E4 (коефіцієнт кореляції – 0,63; коефіцієнт розбіжності – 0,65 (табл. 3.1)), E1-DMITR1 (коефіцієнт кореляції – 0,59; коефіцієнт розбіжності – 0,65 (табл. 3.4)), E6-DMITR1 (коефіцієнт кореляції – 0,53; коефіцієнт розбіжності – 0,71 (табл. 3.4)), E9-DMITR1 (коефіцієнт кореляції – 0,60; коефіцієнт розбіжності – 0,72 (табл. 3.4)), E1-DMITR2 (коефіцієнт кореляції – 0,59; коефіцієнт розбіжності – 0,65 (табл. 3.5)), E6- DMITR2 (коефіцієнт кореляції – 0,53; коефіцієнт розбіжності – 0,67 (табл. 3.5)), E9-DMITR2 (коефіцієнт кореляції – 0,53; коефіцієнт розбіжності – 0,71 (табл. 3.5)), E9-DMITR2 (коефіцієнт кореляції – 0,53; коефіцієнт розбіжності – 0,60; коефіцієнт розбіжності – 0,60; коефіцієнт розбіжності – 0,71 (табл. 3.5)).

4) восени усі експерименти показують високий кореляційний зв'язок. Коефіцієнти кореляції завжди вище 0,90. Коефіцієнти розбіжності варіюють від 0,28 (експеримент E4) до близько 0,35 у решті експериментів, окрім експериментів E7 та E8, а також DMITRbe1 та DMITRbe2, де він завжди більший 0,40.

З врахуванням зроблених висновків за сезонами проведений ще один експеримент, в якому в кожну пору року була використана така параметризація турбулентності, при якій спостерігались найвищий кореляційний зв'язок розрахованої та фактичної температур поверхні океану та найнижча розбіжність між кривими повторюваності. Використання відповідних підходів до параметризацій турбулентних процесів в граничному шарі атмосфери наведене в таблиці 3.7

В результаті проведення підсумкового експерименту отриманий наступний часовий хід поверхневої температури океану (рис. 3.7), коефіцієнти кореляції та розбіжності (табл. 3.8), а також криві повторюваності (рис. 3.8).

Таблиця 3.7 – Розподіл використаних параметризацій турбулентних процесів в граничному шарі атмосфери по сезонам в підсумковому експерименті

Сезон року	зима	весна	літо	осінь
Вид	DMITR7_F1	F4	DMITR7_F9	I VKOS2-E0
експерименту	DMITR2-L1	LA	DMITC2-L)	LTK052-LU

Візуальний аналіз часового ходу температури поверхні океану (рис. 3.7) показав, що модель достатньо успішно відтворює останню у всі сезони року (абсолютна похибка не перевищує величину 2  $^{0}$ C), окрім літнього періоду, де спостерігається значне завищення температури (до 8  $^{0}$ C). Про це свідчать коефіцієнти кореляції та розбіжності (табл. 3.8). Перші варіюють від 0,71

Температура, <sup>0</sup>С



Рисунок 3.7 – Часовий хід температури поверхні води, отриманий з підсумкового експерименту. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.

Таблиця 3.8 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з підсумкового експерименту за цілий рік та за сезонами

Сезон	Рік	Зима	Весна	Літо	Осінь
року					
Коефі	0,94	0,73	0,81	0,71	0,94
цієнт					
кореляції					
Коефі	0,37	0,29	0,37	0,74	0,28
цієнт					
розбіжності					

(влітку) до 0,94 (восени). Кореляція між річними вибірками досить висока (0,94). Другі – від 0,28 (восени) до 0,74 (влітку). Міра невідповідності кривих повторюваності фактичної та розрахованої температур річної вибірки складає 37 % згідно з коефіцієнтом розбіжності 0,37.

Криві повторюваності фактичної та розрахованої температур поверхні океану річних вибірок (рис. 3.8 (1)) мають подібну форму з фіктивним максимумом зі сторони вищих температур, що пов'язане з завищенням



Рисунок 3.8 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з підсумкового експерименту: 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.

температури в літній період (рис. 3.7, рис. 3.8 (4)). Взимку характер розподілу повторюваності співпадає з відповідним розподілом експерименту DMITR2-E1 (рис. Б23, додаток Б). Весною крива повторюваності розрахованої температури загалом відтворює поведінку відповідної кривої фактичної температури за винятком не відтворення моди в стороні більш низьких температур (рис. 3.8 (3)). Влітку (рис. 3.8 (4)) спостерігається, як і у всіх раніше наведених випадках, зміщення кривих повторюваності одна відносно одної приблизно на 4 <sup>о</sup>C. Восени (рис. 3.8 (5)) криві повторюваності температур поверхні океану мають досить високе узгодження, окрім невідповідності в наявності фіктивної моди в крайній градації зі сторони більш високих температур.

3.1.2. Температура повітря, швидкість вітру, масова частка водяної пари. В результаті проведення підсумкового експерименту також отриманий часовий річний хід основних метеорологічних характеристик на опорних рівнях, а також коефіцієнти кореляції і розбіжності та відповідні криві повторюваності. Стосовно часового ходу, то для метеорологічних характеристик наведемо їх річний розподіл, який формується осередненням відповідних величин по місяцям. Тобто, крива часового ходу складається з 12 точок, кожна з яких

точок, кожна з яких відповідає своєму місяцю року. Вибір такого представлення отриманих результатів моделювання диктується малою інерційністю атмосферного повітря та, як наслідок, значною змінністю за часом основних метеорологічних характеристик, особливо швидкості вітру, що ускладнює проведення аналізу.

На рівні 200 м річний хід фактичної та розрахованої температури повітря (рис. 3.9 (1)) показує високе узгодження у всі місяці року, окрім липня, серпня та вересня. В останніх місяцях похибка складає від 3,5 до 4,5 <sup>0</sup>C. В решті місяців різниця між фактом та розрахунками не вища 2 <sup>0</sup>C. Коефіцієнти кореляції та розбіжності (табл. 3.9) на рівні 200 м, якщо розглядається річна вибірка характеризується високими значеннями перших та низькими – других. За сезонами найкраще узгодження спостерігається в зимовий та осінній



Рисунок 3.9 – Річний хід температури повітря, отриманий з підсумкового експерименту, на різних рівнях: 1) – 200 м; 2) – 500 м; 3) – 1000 м; 4) – 1500 м. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.

періоди, коли коефіцієнт кореляції вищий 0,70, а коефіцієнт розбіжності - 0,20 та нижче. Весною кореляційний зв'язок розрахованої та фактичної температур дещо нижчий (0,60), але коефіцієнт розбіжності (0,19) свідчить про мале відхилення кривих повторюваності температури повітря. Влітку коефіцієнт кореляції досить низький (0,42), а коефіцієнт розбіжності (0,54) – високий, що свідчить про значне зміщення кривих повторюваності фактичної та

Таблиця 3.9 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою температурами повітря на різних рівнях за сезонами та за цілий рік

Висота, м	200	500	1000	1500
Пора року				
Рік	0,82	0,78	0,83	0,90
	0,21	0,21	0,15	0,06
Зима	0,72	0,71	0,72	0,80
	0,20	0,20	0,12	0,12
Весна	0,60	0,59	0,67	0,74
	0,19	0,22	0,23	0,14
Літо	0,42	0,39	0,55	0,82
	0,54	0,40	0,24	0,22
Осінь	0,76	0,74	0,82	0,92
	0,19	0,21	0,22	0,13

розрахованої температури повітря одна відносно одної.

З висотою, як свідчать графіки річного ходу (рис. 3.9) температури повітря спостерігається наближення кривих річного ходу розрахованої та фактичних температур зі зменшенням абсолютної похибки від 4 <sup>0</sup>C на рівні 500 м в липні, до 2<sup>0</sup>C на рівні 1500 м в січні. Коефіцієнти кореляції зі збільшенням висоти як за рік, так і за сезонами, має тенденцію до збільшення, коефіцієнти розбіжності, навпаки, - до зменшення. Навіть в літній період на висотах вище 1000 м спостерігається статистично значущий кореляційний зв'язок та низькі коефіцієнти розбіжності.

Криві річного ходу швидкості вітру (рис. 3.10) показують високе узгодження у всі місяці року, окрім весняних місяців. В цей період похибка може досягати значень 6 м/с на рівні 200 м та 1000 м, 8 м/с на рівні 500 м. Коефіцієнт кореляції як з річної вибірки, так і за сезонами (табл. 3.10) має тенденцію до збільшення зі збільшенням висоти. Якщо на рівні 200 м він складає величину біля 0,50, то на рівні 1500 м – біля 0,80. Тільки весною коефіцієнт кореляції на рівні 500 м трохи менший, ніж на рівні 200 м. Коефіцієнти розбіжності на всіх рівнях у всі сезони року та за рік у цілому характеризується низькими значеннями (нижче 0,20), окрім весняного періоду, коли максимальне його значення спостерігається на рівні 500 м, та складає



Рисунок 3.10 – Річний хід швидкості вітру, отриманий з підсумкового експерименту, на різних рівнях: 1) – 200 м; 2) – 500 м; 3) – 1000 м; 4) – 1500 м. Чорна крива – фактична швидкість вітру; сіра крива – розрахована.

сезонами та за 1	цілии рік			
Висота, м	200	500	1000	1500
Пора року				
Рік	0,56	0,54	0,61	0,82
	0,13	0,09	0,11	0,07
Зима	0,71	0,78	0,87	0,88
	0,14	0,15	0,11	0,16
Весна	0,51	0,43	0,55	0,74
	0,21	0,34	0,27	0,17
Літо	0,53	0,62	0,77	0,84
	0,13	0,14	0,12	0,12
Осінь	0,46	0,60	0,74	0,85
	0,15	0,13	0,12	0,10

Таблиця 3.10 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою швидкості вітру на різних рівнях за сезонами та за цілий рік

величину 0,34.

Крива річного ходу масової частки водяної пари за розрахунками показує високе узгодження з кривою річного ходу, побудованої за фактичними даними (рис. 3.11). Тільки на рівнях 200 та 500 м в червні і липні місяці відмічається

Масова частка водяної пари, кг/кг (1) Масова частка водяної пари, кг/кг (2)



Рисунок 3.11 — Річний хід масової частки водяної пари, отриманий з підсумкового експерименту, на різних рівнях: 1) — 200 м; 2) — 500 м; 3) — 1000 м; 4) — 1500 м. Чорна крива — фактична масова частка водяної пари; сіра крива — розрахована.

завищення значень вологості приблизно на 1 г/кг, що пов'язане звичайно з

завищенням розрахованої температури повітря в цей період. Про менше узгодження фактичної та розрахованих вибірок вологості в літній період в нижній частині граничного шару атмосфери свідчать коефіцієнти кореляції, які в порівнянні з рештою сезонів року приймають мінімальні значення (табл. 3.11). З висотою розрахована крива річного ходу масової частки водяної пари характеризується стійким заниженням майже у всі місяці року на

Таблиця 3.11 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою масовою часткою водяної пари на різних рівнях за сезонами та за цілий рік

Висота, м	200	500	1000	1500
Пора року				
Рік	0,85	0,72	0,73	0,83
	0,15	0,17	0,14	0,11
Зима	0,75	0,73	0,65	0,67
	0,22	0,21	0,15	0,18
Весна	0,60	0,58	0,59	0,69
	0,41	0,41	0,31	0,21
Літо	0,50	0,47	0,58	0,79
	0,25	0,20	0,13	0,17
Осінь	0,73	0,69	0,66	0,85
	0,14	0,16	0,14	0,18

величину приблизно 0,5 г/кг. Коефіцієнти кореляції річних вибірок збільшуються з висотою, тоді як коефіцієнти розбіжності – зменшуються, приймаючи у верхній частині граничного шару максимальні (0,83) та мінімальні (0,11) значення відповідно. Взимку найбільший коефіцієнт кореляції спостерігається в нижній частині ГША, який на рівні 1000 м приймає мінімальне значення та вище збільшується. В решті сезонів року максимальний коефіцієнт кореляції відмічається у верхній частині ГША, мінімальне значення - в середній його частині. Коефіцієнт розбіжності стійко зменшується зі збільшенням висоти.

3.1.3 Температура води, швидкість течії. В процесі чисельних розрахунків отримана також часова поведінка на протязі року температури води та швидкості течії на різних глибинах (рис. 3.12, 3.14). Високе узгодження між

фактичною та розрахованою кривими річного ходу спостерігається весь зимовий, весінній періоди на глибині 10 м, й додатково липень і серпень на глибинах нижче. Влітку на невеликих глибинах похибка склала величину 2-2,5  $^{0}$ С. Причому з глибиною ця похибка поступово мігрує в сторону осінніх місяців стійко зберігаючи свою величину в 2  $^{0}$ С.

Коефіцієнт кореляції (табл. 3.12) характеризується високими значеннями, особливо якщо розглядається річна вибірка. На глибинах до 50 м він складає величину більшу 0,90. З глибиною останній зменшується і на останньому опорному рівні приймає значення 0,83. За сезонами найбільший коефіцієнт кореляції до глибини 30 м спостерігається восени (більше 0,90), трохи менший – влітку та весною (0,80-0,90) та найменший – взимку (біля 0,70). Глибше картина змінюється: найбільші коефіцієнти кореляції відмічаються взимку (0,75-0,86), найменші – восени та весною. Коефіцієнти розбіжності при розгляданні річної вибірки приймають значення з діапазону від 0,25 на глибині 30 м до 0,34 на глибині 75 м. За сезонами найкраще узгодження між кривими повторюваності фактичної та розрахованої температур води відмічається в перехідні сезон року, коли коефіцієнт розбіжності приймає значення від 0,26 до 0.35 до глибини 30 м. Нижче вони сягають навіть значень 0.65. Найбільші коефіцієнти розбіжності спостерігаються влітку та весною, що пояснюється низькою узгодженістю відтвореної температури поверхні води з фактичною в зазначені періоди.

Якщо розглянути криві повторюваності (рис. 3.13) з річної вибірки, то загалом крива повторюваності розрахованої температури води повторює поведінку кривої повторюваності фактичної температури води, але в першій відмічаються провали в серединних градаціях, які компенсуються фіктивними піками в крайній градації в стороні більш високих температур. Така картина проявляється майже на всіх глибинах, окрім глибини 100 м. Оскільки фактичної інформації про швидкість течії не було, тому наведемо для загального розгляду річний хід останньої (рис. 3.13).

На глибинах до 30 м прослідковується два максимуми, один з яких яскраво виражений і концентрується в літньо-осінній період, коли згідно з синоптичною



Рисунок 3.12 – Річний хід температури води, отриманий з підсумкового експерименту, на різних глибинах: 1) – 10 м; 2) – 20 м; 3) – 30 м; 4) – 50 м; 5) – 75 м; 6) – 100 м. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.



Рисунок 3.13 – Криві повторюваності температури води, отриманий з підсумкового експерименту з річної вибірки, на різних глибинах: 1) – 10 м; 2) – 20 м; 3) – 30 м; 4) – 50 м; 5) – 75 м; 6) – 100 м. Чорна крива – фактична крива; сіра крива – розрахована.



Рисунок 3.14 – Річний хід швидкості течії, отриманий з підсумкового експерименту, на різних глибинах: 1) – 9 м; 2) – 21 м; 3) – 30 м; 4) – 51 м; 5) – 75 м; 6) – 100 м.

Таблиця 3.12 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою температурою води на різних глибинах за сезонами та за цілий рік

Глибина, м Пора року	10	20	30	50	75	100
Dire	0,96	0,97	0,97	0,92	0,88	0,83
I IK	0,30	0,32	0,25	0,30	0,34	0,32
2000	0,71	0,71	0,72	0,75	0,86	0,84
Эима	0,35	0,29	0,28	0,31	0,38	0,42
Deerre	0,87	0,83	0,76	0,69	0,55	-0,27
Бесна	0,40	0,39	0,39	0,32	0,45	0,34
Піто	0,83	0,92	0,90	0,76	0,62	0,49
JIITO	0,64	0,54	0,46	0,42	0,38	0,72
Oping	0,96	0,96	0,96	0,83	0,41	0,54
ОСІНЬ	0,26	0,27	0,34	0,45	0,60	0,65

обстановкою спостерігається посилення циклонічної діяльності на полярному фронті та послаблення впливу субтропічного максимуму. Океанська станція знаходилася в зоні значного градієнтного поля, що зумовило посилення швидкості вітру і, як наслідок, збільшення швидкості течії. Другий максимум спостерігається в зимовий період (січень, лютий), що теж пояснюється тим, що в ці місяці спостерігався третій та четвертий типи циркуляції за класифікацією Соркіної [47], для якого притаманна активна циклонічна діяльність. Причому з глибиною останній максимум починає виражатися більш яскраво.

## 3.2 Просторова структура граничного шару атмосфери по сезонам та за цілий рік

Чисельне моделювання структури граничних шарів атмосфери та океану проводилося на протязі року з часовим кроком 900 с, що складає 15 хвилин, тому об'єм отриманих результатів величезний. Для того, щоб спростити

подальший аналіз розрахованих вертикальних розподілів метеорологічних (температура повітря, швидкість вітру, масова частка водяної пари) та гідрологічних (температура води, швидкість течії) величин, фактичні та розраховані профілі останніх були осереднені по кожному з місяців, а потім порівняні (рис. 3.15, 3.16, 3.17).

Детальний розгляд вертикальної поведінки фактичної потенціальної температури повітря (рис. 3.15 (a)) показав, що в нижніх 100 метрах, тобто в приземному шарі, спостерігається різке зменшення температури (на 1-1,5 °C), що формує умови до інтенсифікації турбулентності, особливо в зимові та осінні місяці (рис. 3.15 1а, 2а, 3а, 4а, 11а, 12а), і появи добре перемішаного граничного шару. Висота останнього простягається не вище 400 м. В профілях розрахованої потенціальної температури такий перепад також відмічається, але в січні та лютому він вдвічі більший (рис. 3.15 2а, 3а), а в березні та жовтні вдвічі менший (рис. 3.15 4а, 11а). Крім того, існуючого в природі перемішаного шару модель не відтворює: після перепаду температури остання поступово зменшується прямуючи до свого граничного значення на верхній межі ГША. Це призводить або до завищення розрахованої потенціальної температури в середині ГША, якщо перепад в приземному шарі був відтворений точно чи заниженим, або до заниження в нижній частині ГША, - якщо перепад температури за розрахунками був завищеним. Абсолютна похибка склала величину 1-2,5 °С. В розглядувані місяці, тобто, коли перепад за температурою був значно від'ємним, фактичний профіль температури води (рис. 3.15 (б)) характеризувався наявністю добре перемішаного шару, який простягався до глибини 100-125 м (рис. 3.15 16, 26, 116, 126), а в лютому та березні – майже на всю товщу розглядуваної області, тобто до 200 м (рис. 3.15 36, 46). Нижче спостерігався шар термоклину. За розрахунками наявність перемішаного шару модель відтворює з похибкою з значеннях температури не вищою 1  $^{0}$ C.

В теплий період року, коли Північна Атлантика знаходиться під впливом здебільшого Субтропічного максимуму з теплими та сонячними днями, в приземному шарі в основному спостерігається слабко стійка, нейтральна або слабко нестійка стратифікації (рис. 3.15 5а, 6а, 7а, 8а, 9а, 10а): за рахунок



Рисунок 3.15 – Осереднені вертикальні профілі потенціальної температури повітря (а) та температури води (б) в різні місяці року: 1 – грудень; 2 – січень; 3 – лютий; 4 – березень; 5 – квітень; 6 – травень; 7 - червень; 8 – липень; 9 – серпень; 10 – вересень; 11 – жовтень; 12 – листопад. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована температура. Лист 1.



Рисунок 3.15 – Лист 2.



Рисунок 3.15 – Лист 3.

великої теплоємності вода нагрівається повільніше, ніж повітря, тому останнє, яке знаходиться в безпосередній близькості до поверхні океану, стає більш холодним, чим повітря на вищих рівнях. Це призводить до зменшення сили плавучості або навіть до від'ємних її значень і, як результат, до послаблення турбулентних процесів. Інтенсифікація потоків сонячної радіації в теплий період року поступово нагріває верхній шар океану, що спричиняє зникнення перемішаного шару та підняття шару термоклину до поверхні води.

Розрахований профіль потенціальної температури повітря в квітні та травні, хоча й не повторює вертикальних перепадів в приземному шарі, і за абсолютними значеннями, і за знаками, але загалом має таку ж форму, як фактичний профіль температури в вільному ГША (рис. 3.15 5а, 6а). Абсолютна похибка складає величину не більшу 1,5-2  $^{0}$ С. Що стосується вертикальної

поведінки температури води в ці місяці (рис. 3.15 56, 66), то модельні результати розрахунків показують високе узгодження з даними спостережень, тобто наявність термоклину вже починаючи з перших рівнів за глибиною. Похибка тут склала величину не більшу 1 <sup>0</sup>C.

Починаючи з червня місяця і закінчуючи вереснем, модель стійко завищує температуру не тільки повітря, але й, як наслідок, температуру води (рис. 3.157а-10а, 76-10б). Це може бути пов'язане з завищенням відтворених значень сонячної радіації у ці місяці. Детальному вивченню цього питання нижче буде виділений окремий підрозділ. Абсолютна похибка за потенціальною температурою повітря може сягати 4<sup>°</sup> C, за температурою води – 2,5 <sup>0</sup>C. Загалом перша справедлива для середнього та нижнього шару атмосфери, а друга – верхнього шару океану. Тобто, опосередковано видно, що джерело завищення температур в обох середовищах кристься на межі розділу, тобто на поверхні океану, де формується тепловий баланс між прихідними та вихідними тепловими потоками.

Під час аналізу розрахованого вертикального розподілу швидкості вітру протягом року (рис. 3.16) виявлена загальна для вертикальних профілів усіх місяців особливість. Моделлю майже у всі місяці відтворюються завищені


Рисунок 3.16 – Осереднені вертикальні профілі швидкості вітру (а) та швидкості течії (б) в різні місяці року: 1 – грудень; 2 – січень; 3 – лютий; 4 – березень; 5 – квітень; 6 – травень; 7 - червень; 8 – липень; 9 – серпень; 10 – вересень; 11 – жовтень; 12 – листопад. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована температура. Лист 1.





значення вертикального зсуву модуля вектору вітру, особливо в теплий період року (рис. 3.16 4а, 5а, 6а, 7а, 8а). Завищені модельні значення зсувів вдвічівтричі більшій фактичних в зазначені місяці. Особливо це добре видно у весняні місяці. В цей період для параметризації турбулентності використовувалося замикання першого порядку (експеримент Е4, див. р. 2), в якому коефіцієнт турбулентності опосередковано залежить від значень числа Річардсона. Останнє весною за рахунок додатних перепадів потенціальної температури приймало додатні та близькі до нуля значення, що в свою чергу через функціональну залежність (див. ф. (2.11)) призводить до зменшення коефіцієнта турбулентності. Β свою чергу, коефіцієнта зменшення турбулентності тягне за собою збільшення зсуву вітру з висотою. Таким чином, у весняні місяці спостерігаються найбільші абсолютні похибки у відтворенні швидкості вітру, які можуть сягати значень 5-8 м/с. В решту місяців похибка склала величину не більшу, ніж 2 м/с.

Що стосується вертикальних профілів швидкості течії (рис. 3.16 (б)), то із-за відсутності фактичної інформації аналіз узгодження розрахованих полів з натурними даними провести не вдалося. Але для повноти фізичної картини двох взаємодіючих середовищ, останні все ж таки наводилися. При візуальному дослідженні поведінки швидкості течії з глибиною необхідно відзначити таку особливість: в холодний період року (зима – перші місяці весни – останні місяці осені) в шарі нижче 25-50 м спостерігається добре змішаний шар з майже постійним значенням швидкості. Вище остання різко збільшується, приймаючи значення трохи менші 1 % значень швидкості вітру на рівні 50 м. В теплий період року швидкість течії лінійно зменшується від поверхні океану до глибини 200 м, прямуючи до нуля.

Вертикальні профілі масової частки водяної пари (рис. 3.17) показують високе узгодження з даними спостережень в нижній частині ГША у всі сезони року, окрім літнього. Абсолютна похибка тут складає величину не більшу 1 г/кг. В літні місяці за рахунок завищення температури повітря в цей період масова частка водяної пари відтворюється завищеною на 1,5-2 г/кг. Вище, тобто у середній та верхній частинах ГША, масова частка водяної пари майже у всі



Рисунок 3.17 – Осереднені вертикальні профілі масової частки водяної пари в різні місяці року: 1 – грудень; 2 – січень; 3 – лютий; 4 – березень; 5 – квітень; 6 – травень; 7 - червень; 8 – липень; 9 – серпень; 10 – вересень; 11 – жовтень; 12 – листопад. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована температура. Лист 1.



Масова частка водяної пари, кг/кг

Масова частка водяної пари, кг/кг

Рисунок 3.17 – Лист 2.

місяці занижується, але відхилення розрахованого профілю цієї величини від фактичного не перевищує 1 г/кг.

# 3.3 Верифікація параметризацій потоків рівняння балансу тепла на границі атмосфера-океан

Відомо, що температура на границі взаємодії між атмосферою та верхнім шаром океану є результатом балансу теплових потоків: радіаційних (потоків короткохвильової та довгохвильової радіації), турбулентних потоків явного та прихованого тепла. Успішність їх відтворення у значній мірі визначає узгодження фактичної та розрахованої структур взаємодіючих граничних шарів атмосфери та океану. В цій роботі проведений аналіз такого узгодження за тими ж принципами, що й при порівнянні фактичних та розрахованих величин всіх метеорологічних величин, тобто за величинами коефіцієнтів кореляції та розбіжності (табл. 3.12). Усі результати розрахунків отримані з підсумкового експерименту.

Згідно з рис. 3.18 в зимовий період відбувається завищення турбулентного явного потоку тепла майже в два рази, що спричинило завищення від'ємного перепаду температури в шарі 0-50 м (див. рис. 3.15 (2a, 3a)). Хоча коефіцієнти кореляції (табл. 3.13) в цей період та в решту, окрім літнього, являються статистично значущими, а коефіцієнти розбіжності не перевищують 0,25. В літній період за рахунок завищення значень температури на поверхні океану коефіцієнти кореляції свідчать про погане узгодження з даними спостережень.

У часовому ході турбулентного прихованого потоку тепла завищення спостерігається лише в серпні місяці (рис. 3.18 б). Мінімальні коефіцієнти кореляції спостерігаються весною, в решту сезонів вони виявились статистично значущими. Коефіцієнт розбіжності у всі сезони менші 0,20, тільки влітку складає 0,25.

Часова поведінка фактичних потоків сумарної сонячної радіації на Н<sub>0</sub>,



Рисунок 3.18 – Річний хід явного (а) і прихованого (б) турбулентних потоків тепла, потоків прямої сонячної радіації (в) та ефективного випромінення (г). Чорна крива – фактична величина; сіра – розрахована.

поверхні моря добре відтворюється моделлю в зимовий період (рис. 3.18 в), але у весняний та осінній періоди потоки сонячної радіації дещо занижувалися. Це пояснюється тим, що в моделі використовувався метод виявлення хмарних шарів за відносною вологістю [64]. Згідно з цим методом при перевищенні критичних значень вологості приймалося, що є в наявності хмарний шар деякої товщини, який охоплює весь небокрай. По факту ж хмарність має дуже нерівномірний характер і за потужністю, і за просторовим положенням, і за площею. Тому коли й по факту була хмара, яка ідентифікувалася моделлю, це не означало, що ця хмара дійсно покривала все небо та закривала сонце. А в моделі кожен хмарний шар послаблював потоки сонячної радіації. Коефіцієнти кореляції характеризуються високими значеннями, коефіцієнти розбіжності коливаються біля значення 0,20, що свідчить про високе узгодження з даними спостережень.

Часовий хід ефективного випромінювання (рис. 3.18 г) показує заниження розрахованих величин у порівнянні з фактичними. Це означає, що в моделі менше тепла прийде до поверхні моря, аніж було насправді. Коефіцієнти кореляції характеризуються дуже низькими значеннями та являються статистично незначущими, а коефіцієнти розбіжності, навпаки, високими. Таке

Таблиця 3.13 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичними та розрахованими значеннями потоків сумарної сонячної радіації ( $Fi_0$ ), ефективного випромінювання ( $F_{e\phi}$ ), турбулентних явного ( $H_0$ ) та прихованого тепла ( $LE_0$ )

	Поверхневі теплові потоки										
	$Fi_0$	$F_{_{e\phi}}$	$H_{0}$	$LE_0$							
Рік	0,88	0,20	0,56	0,53							
	0,20	0,35	0,15	0,17							
Зима	0,83	0,35	0,65	0,65							
	0,21	0,36	0,11	0,17							
Весна	0,87	0,07	0,46	0,38							
	0,18	0,51	0,09	0,15							
Літо	0,88	0,18	0,19	0,47							
	0,19	0,47	0,37	0,25							
Осінь	0,86	0,28	0,50	0,55							
	0,23	0,53	0,28	0,16							

низьке узгодження розрахованих величин ефективного випромінювання з фактичними значеннями пояснюється високою залежністю цієї величини від хмарності, яка має дуже неоднорідний характер, та яку із-за цього дуже складно адекватно описати, особливо в рамках одновимірної моделі.

Необхідно зазначити, що моделлю стійко завищується температура поверхні океану в період найбільшої сонячної активності (рис. 3.7), але згідно з наведеним часовим ходом потоків (рис. 3.18), які складають тепловий баланс на поверхні моря, таке завищення є суперечним. Для виявлення останнього був проведений ряд експериментів, в яких в модель уводилися фактичні значення теплових потоків. Результати показали, що завищення розрахованої температури поверхні океану таким і залишилося в цілому. Детальний пошук причини цієї суперечності наведений в наступному пункті..

3.4 Пошук оптимальних оптичних характеристик океану при фактичних значеннях складових рівняння теплового балансу та відтворення результуючої структури ГША при модельних вхідних параметрах

Попередні розрахунки показали, що моделлю стійко завищується температура поверхні океану в період найбільшої сонячної активності (рис. 3.7), але згідно з наведеним часовим ходом потоків (рис. 3.18), які складають тепловий баланс на поверхні моря, таке завищення є суперечним. Для виявлення останнього був проведений ряд експериментів, в яких в модель уводилися фактичні значення теплових потоків. В результаті було виявлено, що завищення розрахованої температури поверхні океану в період найвищої сонячної активності (квітень-серпень) таким і залишилося в цілому. Детальний пошук причини цієї суперечності привів до висновку, що необхідно змінювати значення та коефіцієнта пропускання сонячної радіації.

Процес ослаблення сумарної сонячної радіації у всі сезони року при

проходженні через товщу води в моделі описувався рівнянням (3.1):

$$Fi_{0j} = 0,4Fi_0\beta e^{-z_j\beta}, (3.1)$$

де j – номер рівня глибини у воді;  $\beta = 0,0075 \text{ см}^{-1}$  – показник ослаблення сонячної радіації; z – глибина в см.

Згідно з [65, 66] показник поглинання за спостереженими даними для чистої води, які досить добре узгоджуються з вторинними оптичними властивостями чистої морської води, для різних довжин хвиль світлової енергії має різні значення, які на границях видимого діапазону відрізняються на порядок (табл. 3.14). Тобто, виходячи з таблиці показник ослаблення, який використовується в моделі, дещо завищений та постійний з глибиною. Але згідно з загальними знаннями про спостережені процеси ослаблення потоків світлової енергії при проходженні через товщу води, останні послаблюються спочатку, починаючи з більш довгих довжин хвиль у видимому діапазоні. Тобто, показник ослаблення з глибиною постійно змінюється в залежності від довжини хвилі, яка досягає певної глибини.

Таблиця 3.14 – Спостережені значення показника ослаблення для чистої води за Кларком і Джеймсом [66] в залежності від довжини хвилі

Довжина	375	400	425	450	475	500	525	550	575	600	625	650	675	700
хвилі, нм														
Показник	5	3	3	6	8	9	1	6	1	9	8	8	7	0
ослаб-	04	04	03	01	01	03	04	90	60	18	22	28	36	50
лення,	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00	,00
$\mathrm{CM}^{-1}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Для врахування такої зміни показника ослаблення було прийнято, що ослаблення хвиль світлового потоку відбувається лінійно з глибиною, починаючи з 700 нм на поверхні моря та закінчуючи 375 нм на глибині 170 м. Згідно з таким просторовим розподілом процесу поступового ослаблення за довжиною хвилі відбувається зміна показника ослаблення з глибиною (рис. 3.19).

Повторимо, що зміна показника ослаблення та коефіцієнта пропускання

здійснюється лише в період підвищеної сонячної активності, тобто, в період з квітня до серпня. Показник ослаблення на поверхні океану задавався в залежності від коефіцієнта пропускання. Нагадаємо, що потік світлової енергії, який надходить до певного рівня у воді чи в іншому матеріалі, розподіляється на три процеси, які призводять до перетворення його енергії в інший вид або розповсюдження його в різних напрямах. До цих процесів відноситься процес поглинання світлової енергії, тобто перетворення її в теплову, процес розсіяння та процес пропускання світлової енергії у глибші шари без будь-яких змін. Перші два процеси призводять до ослаблення рівня світлової енергії. Якщо потік світлової енергії прийняти за одиницю, то сума енергій, які розподілялись на вище вказані процеси, буде складати цю одиницю. Тобто, якщо на поверхні океану коефіцієнт ослаблення складає величину 0,5 м<sup>-1</sup>, то коефіцієнт пропускання відповідно буде мати значення 0,5 м<sup>-1</sup>, оскільки в сумі вони повинні дорівнювати одиниці.



Рисунок 3.19 – Вертикальний профіль показника ослаблення у океанській воді, який використовувався в моделі.

Рівняння теплового балансу на поверхні океану описується виразом (2.64), згідно з яким приймається, що 60 % сонячної радіації, яка надходить на поверхню моря, поглинається верхнім триметровим шаром, а решта 40 % розподіляється по всій нижче лежачій товщі води. Насправді, перерозподіл тепла має бути дещо іншим. Згідно з [67] 15 % від загальної кількості сумарної сонячної енергії поглинається верхнім односантиметровим шаром, 55 % однометровим шаром. В основному це енергія самих довгих хвиль інфрачервоної області спектру, яка втрачається завдяки поглинанню в поверхневій плівці океану. Саме тепловою енергією цього шару формується температура поверхні океану. Моделі було прийнято, що на поверхні океану у весняний період 50 % сонячної радіації перетворюється в теплову, а решта розподіляється в глибинні шари океанської води (відповідно показник ослаблення дорівнює 0,5 м<sup>-1</sup>), у літній період – 40 % світлової енергії поглинається верхнім приповерхневим шаром (відповідно показник ослаблення дорівнює 0,6 м<sup>-1</sup>), а 60 % розподіляється в глибших шарах води. Такий вибір поверхневих коефіцієнтів пропускання весною та влітку продиктований різною висотою Сонця. При нижчій висоті Сонця менша кількість сонячного тепла прийде вглиб води, ніж при вищій висоті Сонця. При цьому профіль коефіцієнта пропускання обирався в залежності від типу океанських оптичних вод [65] (табл. 3.15). Згідно з [66] океанська станція знаходиться на межі областей між другим та третім типом оптичних вод. В моделі прийнято, що влітку та весною спостерігається III тип.

Таким чином, формула (3.1) прийме вигляд:

$$Fi_{0j} = \alpha_j \beta_j e^{-z_j \beta_j} \tag{3.2}$$

А у рівнянні теплового балансу на поверхні океану перед складовою сумарної сонячної радіації замість коефіцієнту 0,6 буде міститися коефіцієнт пропускання, значення якого весною та влітку буде різним, тобто:

$$Q_T = k_p F i_0 + F_{e\phi} + H_0 + L E_0.$$
(3.3)

де  $k_p$  – коефіцієнт пропускання, який весною дорівнює 0,50, а влітку –

121

0,40.

Глибина, z (м)	Океанські води
	III тип
1	0,394
2	0,343
5	0,168
10	0,076
25	0,0097
50	0,00041
75	0,00001
100	-
150	_

Таблиця 3.15 – Вертикальний розподіл коефіцієнта пропускання, *α*, для III типу оптичних вод

В результаті проведених розрахунків згідно зі зробленими поправленнями при описанні процесу перерозподілу тепла на поверхні та в товщі океану отримані аналогічні характеристики, про які йшла мова вище, тобто часовий хід метеорологічних та гідрологічних величин, річна осереднена за кожен місяць їх поведінка, коефіцієнти кореляції та розбіжності між фактичними та розрахованими даними. Наведемо тут лише часовий хід температури поверхні океану (рис. 3.20) та відповідні характеристики узгодження (табл. 3.16) для різних сезонів року та за рік у цілому.

Часовий хід температури поверхні океану (рис. 3.20) візуально краще відтворюється моделлю при використанні в рівнянні теплового балансу фактичних теплових потоків. Влітку крива розрахованої температури відхиляється від фактичної не більше, ніж на 1 <sup>о</sup>С. Тільки в момент часу приблизно 5000 годин після початку інтегрування за часом похибка складала величину 2 <sup>о</sup>С.

Коефіцієнти кореляції (табл. 3.16) варіюють в межах від 0,73 (взимку) до 0,98 восени. Влітку кореляційний зв'язок фактичної та розрахованої температури поверхні океану є досить високим та складає величину 0,79. Найбільший коефіцієнт розбіжності (0,35) спостерігається взимку та влітку. Таким чином, увівши в модель знову розраховані теплові потоки замість фактичних, ми отримали ті ж самі гідрометеорологічні величини та Температура, <sup>0</sup>С



Час (години)

Рисунок 3.20 – Фактичний та розрахований часовий хід температури поверхні океану, отриманий з моделі при уведенні фактичних теплових потоків.

характеристики їх узгодження з фактичними даними. Але виявилося, що в теплий період року знову відбувалося завищення температури поверхні океану. В результаті детального пошуку причини такого завищення та додаткових досліджень ми прийшли до висновку, що параметризація потоків сонячної радіації у атмосферному шарі, яка описується в розділі 2 (п. 2.5), відтворює завищенні потоки сонячної радіації у літньо-осінній періоди. Було прийняте рішення в ці сезони замінити вищезгадану параметризацію потоків сонячної радіації на параметризацію за методом Гаврилова [68].

Таблиця 3.16 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з експерименту з фактичними тепловими потоками за цілий рік та за сезонами

Сезон року	Рік	Зима	Весна	Літо	Осінь						
Коефіцієнт кореляції	0,96	0,73	0,94	0,79	0,98						
Коефіцієнт розбіжності	0,18	0,35	0,31	0,35	0,24						

В основі методу [68] 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  $\sin h_{\oplus} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left( \frac{\pi}{12} (t_{\ddot{a}} - 12) \right)$  - синус висоти Сонця;  $h_{\oplus}$  -

висота Сонця;  $\delta$  - небесне схилення;  $t_{\ddot{a}}$  - 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

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

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<sub>i</sub>* в ГША розраховувалися наступним чином

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

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 результаті були отримані наступний часовий хід температури поверхні океану та відповідні характеристики узгодження з даними спостережень. Візуальна оцінка узгодження фактичного та розрахованого(рис. 3.21) часового ходу температури поверхні океану показує непогану відповідність один

одному. Абсолютна похибка в 2 <sup>0</sup>С спостерігається наприкінці весни, а також у деякі короткі періоди влітку.

Коефіцієнти кореляції (табл. 3.17) являються статистично значущими та характеризуються високими значеннями (вище 0,70). Найвищий коефіцієнт розбіжності знову спостерігаються влітку, але його значення в порівнянні з попередніми результатами експериментів значно нижчий та складає величину 0,39.



Рисунок 3.21 – Фактичний та розрахований часовий хід температури поверхні океану, отриманий з моделі при використанні теплових потоків, розрахованих на базі модельних характеристик.

Таблиця 3.17 – Коефіцієнти кореляції та розбіжності фактичної та розрахованої температури поверхні води з експерименту з розрахованими тепловими потоками за цілий рік та за сезонами

Сезон року	Рік	Зима	Весна	Літо	Осінь
Коефіцієнт	0,95	0,72	0,88	0,70	0,95
кореляції					
Коефіцієнт	0,27	0,31	0,26	0,39	0,36
розбіжності					

## 4 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНИХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ ТА ПОВЕРХНІ СУШІ

Взаємодія двох середовищ з різними теплофізичними характеристиками та густиною відбувається за рахунок процесів тепло- та вологообміну й обміну імпульсом на границі розділу цих середовищ. У випадку, коли розглядається система граничний шар атмосфери – поверхня суші, динамічна взаємодія двох середовищ відсутня, оскільки поверхня землі тверда та не має властивості змінювати свою форму під натиском набігаючого повітряного потоку. Передача тепла та вологи між атмосферою та товщою ґрунту відбувається тільки за рахунок процесів обміну теплом та вологою.

Математична постановка задачі вільного граничного шару атмосфери, чисельна її реалізація та різноманітні параметризації турбулентності в повному обсязі представлена в розділі 2.

#### 4.1 Рівняння теплового балансу на поверхні суші

Температура поверхні суші постійно змінюється за рахунок змін величин вкладу складових радіаційного та теплового балансу. При превалюванні ефективного випромінювання над поглинутою радіацією температура поверхні суші охолоджується, в оберненому випадку – нагрівається. При нагріванні чи охолодженні підстильної поверхні змінюється інтенсивність турбулентного обміну теплом та вологою, що в свою чергу знову змінює температуру поверхні суші. Отже, температура у певній точці ґрунту може змінюватися під дією наступних факторів:

1) теплообмін з повітрям (поєднання теплопровідності і конвекції);

2) теплообмін із зовнішнім середовищем (радіація);

3) тепловий потік в ґрунті (теплопровідність);

4) хімічні і фізичні процеси (теплота звільняється або витрачається, наприклад, в таких процесах, як випаровування, зволоження і конденсація).

Результуючий потік тепла на поверхні ґрунту описується рівнянням теплового (енергетичного) балансу:

$$Q_T = Fi_0 + F_{e\phi} + H_0 + LE_0, (4.1)$$

де *Fi*<sup>0</sup> - потік короткохвильової радіації;

 $F_{e\phi}$  - потік довгохвильового ефективного випромінення;

*H*<sub>0</sub>, *LE*<sub>0</sub> - турбулентні потоки явного та прихованого тепла. Процеси вологообміну в цій роботі не враховуються.

Параметризації потоків короткохвильової та довгохвильової радіації описуються в розділі 2 (п. 2.5). Потоки явного та прихованого тепла описуються наступними математичними виразами:

$$H_0 = \rho_0 c_p C_U C_\theta V_h (\theta_0 - \theta_h). \tag{4.2}$$

$$LE = L\rho_0 c_p C_U C_\theta V_h (q_0 - q_h), \qquad (4.3)$$

де  $\theta_h$ ,  $q_h$ ,  $\theta_0$ ,  $q_0$ - значення потенціальної температури та масової частки водяної пари на рівнях z = h та  $z = z_T$ ;

 $V_{h}$  - складові та модуль швидкості вітру на z = h;

<sup>*ZT*</sup> - гіпотетична висота, на якій температура повітря дорівнює температурі підстильної поверхні;

 $C_U, C_T$  – інтегральні коефіцієнти переносу швидкості вітру та температури повітря, які розраховувалися за допомогою універсальних функцій Бусінгера-Даєра  $f_{\phi}(\zeta, \zeta_{\phi})$ ;

 $\rho_0$  - густина повітря на рівні  ${}^{Z_T}$ ;

<sup>с</sup><sup>*р*</sup> - теплоємність повітря при постійному тиску;

<sup>*c*<sub>*p*</sub> *L* – прихована теплота пароутворення.</sup>

#### 4.2 Рівняння теплопровідності ґрунту та чисельне його рішення

Відомо, передача тепла в глибину ґрунту математично описується наступним рівнянням:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = k_p \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \qquad (4.2)$$

де *Т* – температура ґрунту;

*z* - глибина ґрунту;

*k<sub>p</sub>* - коефіцієнт температуропровідності ґрунту.

Рівняння (4.2) являється диференціальним рівнянням другого порядку з постійним коефіцієнтом. Чисельна реалізація такого рівняння може бути здійснена через явну апроксимаційну схему. Але для досягнення стійкості чисельного розрахунку апроксимація похідних виконана за напівнеявною схемою Кранка-Ніколсона. Просторова сітка вглиб ґрунту представляла собою 10 рівнів з кроком 20 см, тобто вся область розрахунку складала 2 м. Часовий крок встановлено 900 с, тобто 15 хв. Оскільки використана напівнеявна схема апроксимації рівняння теплопровідності є з математичної точки зору має майже стійке рішення, то для остаточного рішення використання саме такої схеми перевірене значення числа Куранта-Фрідріха-Леві:

$$K_{K\Phi\pi} = k_p \frac{\Delta T}{\Delta z} = 0.532 \cdot 10^{-2} \frac{cM^2}{c} \cdot \frac{900 c}{20 cM^2} = 0.23 < 1$$
(4.3)

Тут коефіцієнт температуропровідності дорівнює  $0.532 \cdot 10^{-2} \frac{cM^2}{c}$ . Такий коефіцієнт був узятий згідно з типом ґрунту, який для розглядуваної місцевості (35<sup>0</sup> пд.ш., 145<sup>0</sup> сх.д.) являв собою монтморілонітову глину 128

страдавньоалювіальних і озерних рівнин з областями неоелювіальних ландшафтів зі стародавніми сольовими акумуляціями [69, 70].

#### 4.3. Формування початкових та граничних умов

В момент часу t = 0 вертикальний профіль температури ґрунту представляє собою постійну величину температури, яка ідентична температурі на рівні 2 м над поверхнею землі за фактичними даними.

На рівні землі встановлюється баланс радіаційних та теплових потоків, який математично виражається за формулою (4.1). На глибині 2 м, що відповідає нижній границі шару ґрунту, температура на протязі періоду моделювання складає постійну величину. Оскільки в середньому глибина проникнення добових коливань температури ґрунту в залежності від її властивостей та географічних умов змінюється від 35 до 100 см. Запізнювання екстремумів в середньому складає 2-3 години на кожні 10 см глибини [71].

# 5 ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МОДЕЛІ ВЗАЄМОДІЇ «ГРАНИЧНИЙ ШАР АТМОСФЕРИ – ВЕРХНІЙ ШАР ҐРУНТУ»

#### 5.1 Часова структура граничного шару атмосфери над поверхнею суші

Усього було здійснено 36 чисельних експериментів у відповідності до використаних параметризацій турбулентних процесів у граничному шарі (див. п. 2.1). Для наочного зображення виду проведених експериментів сформована таблиця 5.1.

	E0	E1	E2=E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11
Модель											
першого			_L								
порядку			T	Т							
замикання											
LYKOS1	+	+			+	+	+	+	+	+	
LYKOS2	+	+			+	+	+	+	+	+	
DMITR1	+	+			+	+	+	+	+	+	
DMITR2	+	+			+	+	+	+	+	+	
DMITRbe1											+
DMITRbe2											+

Таблиця 5.1 – Зведена таблиця проведених експериментів.

В таблиці 5.1 буквами позначені способи кінцево-різнецевого представлення рівнянь, які описують турбулентність в граничному шарі атмосфери (див. п. 2.2), букво-числове позначення означає спосіб використаної параметризації турбулентності (див. п. 2.1).

Таким чином, в результаті проведених експериментів отриманий часовий хід метеорологічних величин (температура повітря, швидкість та напрям вітру, масова частка водяної пари) у граничному шарі атмосфери на рівнях від поверхні землі через 50 метрів до висоти 1400 м з часовим кроком в 15 хвилин. Оскільки порівняння розрахованих величин метеорологічних величин здійснюється з відповідними фактичними даними, то таке порівняння здійснюється лише в ті моменти часу та в тих точках, де наявні результати натурних даних. Тобто, на рівнях 2, 50, 100, 400, 700, 1400 м. Із-за великої кількості експериментів кількість таких кривих часового ходу з врахуванням відповідних фактичних кривих складає 36(кількість експериментів)х2(фактична й розрахована вибірки)х6(рівні за висотою)х4(метеорологічні величини)= 1728. Звичайно здійснювати графічне представлення отриманих часових змін немає сенсу та не є раціональним із-за великого об'єму інформації. Останнє буде логічним и корисним лише тоді, коли буде відібраний оптимальний експеримент серед усіх інших. Для відбору такого експерименту отримані статистичні характеристики узгодження фактичних та розрахованих величин (коефіцієнти кореляції та розбіжності) (табл. 5.2).

При використанні моделей першого порядку замикання (E2-E4) (табл. 5.2) коефіцієнти кореляції на рівнях 2 та вище 400 м приймають значення більше 0,70. На рівнях 50 та 100 м вони варіюють в межах 0,58-0,64. Коефіцієнти розбіжності характеризуються високими значеннями, особливо на рівнях 50 та 100 м, де вони складають величини в межах 0,52-0,57. Додатковий розгляд кривих повторюваності фактичної та розрахованої вибірок температури повітря показав зміщення модальних значень кривої повторюваності останньої в сторону високих температур на 7 градусів. Такий розподіл пояснюється тим, що використана параметризація турбулентності граничного шару відтворює малі за значеннями коефіцієнти турбулентності на цих рівнях, оскільки остання базується на застосуванні перепадів метеорологічних величин. Ослаблений турбулентний обмін сприяє накопиченню тепла та диференціації його за висотою.

Використання моделей 1,5 порядку замикання показало, що при моделюванні над сушею використання того чи іншого виду скінченнорізнецевого аналогу рівняння балансу кінетичної енергії при b-l-замиканні рівнянь гідротермодинаміки (тобто вибір або LYKOS1, або LYKOS2, або DMITR1, або DMITR2) має невеликий вплив на результати узгодження розрахованої та фактичної температур, різниця між якими вимірюється величиною від 0,01 до 0,05. Більш суттєва різниця в коефіцієнтах кореляції та розбіжності спостерігається в залежності від виду експериментів (ЕО, Е1, Е5-E10). Тому наведемо величини останніх лише з DMITR2, оскільки саме така скінченно-різнецева схема є більш стійкою та включає в себе врахування додаткового впливу ефектів плавучості (табл. 5.2). Необхідно відмітити, що майже усі експерименти дають схожі характеристики статистичного узгодження між фактичними даними та результатами розрахунку. Виняток складають лише експерименти Е5 та Е8, в яких коефіцієнти розбіжності в нижній та середній частинах граничного шару приймають значення від 0,30 до 0,45. Теж саме можна сказати з приводу моделі b-є-замикання. Отримані статистичні характеристики порівняні зі статистичними характеристиками попередніх моделей. Тобто, максимальні значення коефіцієнтів кореляції спостерігаються на рівнях 2, 400 та 700 м (0,70-0,82), які зменшуються на рівнях 50 та 100 м (0,60-0,76). Коефіцієнти розбіжності максимальні на рівні 2 м та варіюють в межах 0,27-0,29. З висотою вони мають тенденцію до зниження своїх значень. Але не дивлячись на невеликі відмінності, найбільш успішний експеримент вибрати можна. Це експеримент Е9 та Е11. В них на усіх опорних рівнях коефіцієнти кореляції не менші 0,70, а коефіцієнти розбіжності – не більші 0,29 на рівні 2 м та вище – не більші, ніж 0,20. Взагалі необхідно сказати, що такі невеликі відмінності між статистичними характеристиками узгодження, отриманими з моделе й 1,5 та 2 порядку замикання, пояснюються тим, що вклад турбулентності в формування структури граничного шару над сушею в порівнянні з ситуаціями над морем є недомінуючим та поступається своїм місцем потокам сонячної радіації. Останнє пояснюється теплофізичними характеристиками підстильної поверхні. Розглядувана підстильна поверхня є ґрунтом, який має здатність до швидкого нагрівання та охолодження на протязі доби, що в свою чергу викликає суттєві добові зміни метеорологічних величин. Саме, сонячна радіація грає тут домінуючу роль, а турбулентність –

другорядну, перш за все, по перерозподілу отриманого від ґрунту тепла.

Таблиця 5.2 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою температурою повітря на різних рівнях у граничному шарі атмосфери в моделях граничного шару

Енопоринони	Мод	елі				Модель 2						
Експеримент	перш	ого	Молеці 1.5 порядку замикация (р. 1)								порядку	
	порядку		10	тодел	1)	замикання						
Висота м	замика	ання									(b-ɛ)	
Dheora, M	E2=E3	E4	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	
2	0,72	0,70	0,71	0,75	0,74	0,73	0,74	0,70	0,75	0,74	0,75	
Z	0,39	0,38	0,29	0,28	0,31	0,28	0,28	0,42	0,29	0,29	0,27	
50	0,61	0,58	0,63	0,61	0,69	0,76	0,74	0,75	0,76	0,74	0,76	
50	0,56	0,57	0,15	0,18	0,37	0,19	0,19	0,46	0,20	0,21	0,18	
100	0,65	0,64	0,66	0,66	0,73	0,74	0,70	0,70	0,74	0,71	0,73	
100	0,52	0,55	0,20	0,18	0,31	0,27	0,18	0,45	0,19	0,18	0,14	
400	0,75	0,78	0,77	0,77	0,78	0,78	0,76	0,80	0,79	0,77	0,77	
400	0,40	0,38	0,22	0,15	0,20	0,24	0,21	0,29	0,16	0,16	0,20	
700	0,76	0,80	0,77	0,78	0,78	0,78	0,76	0,82	0,81	0,79	0,76	
/00	0,33	0,33	0,14	0,13	0,18	0,17	0,14	0,27	0,15	0,16	0,14	

Отримані статистичні характеристики показали гірше узгодження фактичної та розрахованої швидкості вітру (табл. 5.3). При використанні моделей першого порядку замикання та в експериментах Е5 та Е8 (моделі 1,5 порядку замикання) на усіх опорних рівнях відсутній кореляційний зв'язок та досить високий коефіцієнт розбіжності (більше 0,60). В решті експериментів хоча й коефіцієнти кореляції приймають значення більші, ніж 0,35, але коефіцієнти розбіжності мають не низькі значення, які варіюють в межах 0,60-0,33. Найкраще узгодження показав експеримент ЕО (модель 1,5 порядку замикання (b-l)). Коефіцієнти кореляції в ньому найменші на рівні 50 м (0,54), які з висотою збільшуються до 0,85. Коефіцієнт розбіжності найбільший в нижній частині граничного шару (0,33), який з висотою зменшується та на рівні 700 м складає величину 0,14.

Таблиця 5.3 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою швидкістю вітру на різних рівнях у граничному шарі атмосфери в моделях граничного шару

Еконоринскит	Моде	елі			Модель 2								
Експеримент	перш	ого	N	lonen	i 1 5 т	τοραπι		TITESTI	110 (h	1)	порядку		
	порядку		10	юдел	1)	замикання							
Висота м	замика	ання									(b-e)		
Directu, M	E2=E3	E4	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11		
50	-	-	0,54	0,59	-	0,36	0,41	-	0,43	0,40	0,39		
50	-	-	0,33	0,55	-	0,43	0,56	-	0,60	0,59	0,55		
100	-	-	0,56	0,64	-	0,40	0,45	-	0,51	0,47	0,41		
100	-	-	0,33	0,57	-	0,43	0,59	-	0,60	0,60	0,60		
400	-	-	0,73	0,80	-	0,73	0,71	-	0,78	0,78	0,61		
400	-	-	0,26	0,40	-	0,29	0,39	-	0,44	0,42	0,44		
700	-	-	0,85	0,86	-	0,85	0,82	-	0,85	0,85	0,68		
700	-	-	0,14	0,28	-	0,16	0,26	-	0,29	0,28	0,31		

Коефіцієнти кореляції та розбіжності між фактичною та розрахованою масовою часткою водяної пари (табл. 5.4) показують картину обернену тій, що спостерігалась в таблиці 5.2. Тобто, найкращу відповідність розрахованої вологості фактичній в експериментах Е2-Е4, Е5, Е8, а також в деякій мірі Е11. Тобто, в цих експериментах відмічалося погане узгодження між фактичною та температурою повітря. вертикальній поведінці розрахованою Але У статистичних характеристик узгодження масової частки водяної пари у вищевказаних експериментах відбувається зменшення коефіцієнтів кореляції та збільшення коефіцієнтів розбіжності з висотою, тобто похибки моделювання збільшуються. Ця особливість притаманна й решті експериментів. Це пояснюється тим, що використана модель є одновимірною, тому не може враховувати адвекцію вологості, яка обов'язково присутня в природі.

Таким чином, оцінивши узгодженість отриманих результатів розрахунку при використанні моделей граничного шару різного порядку замикання, оберемо по одному з експериментів з кожної групи. Це експерименти E4, E0, E10 та E11. З групи моделей 1,5 порядку замикання ми обрали два види експериментів, оскільки E0 зазвичай пристосований до умов добре змішаного граничного шару, тобто денного, а E10 – до умов стійкого граничного шару, тобто нічного граничного шару.

Таблиця 5.4 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) між фактичною та розрахованою масовою часткою водяної пари на різних рівнях у граничному шарі атмосфери в моделях граничного шару

Биопоримент	Мод	елі				Модель 2					
Експеримент	перш	ого	N	Лопеп	1)	порядку					
	поряд	цку	10	тодел	1)	замикання					
Висота, м	замика	ання									(b-ɛ)
Directia, M	E2=E3	E4	E0	E1	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11
50	0,49	0,64	0,69	0,70	0,66	0,78	0,76	0,80	0,80	0,80	0,82
50	0,29	0,18	0,46	0,47	0,36	0,33	0,38	0,17	0,36	0,36	0,29
100	0,44	0,58	0,60	0,60	0,56	0,70	0,66	0,66	0,68	0,69	0,72
100	0,27	0,21	0,50	0,53	0,37	0,41	0,45	0,21	0,46	0,47	0,40
400	0,37	0,48	0,57	0,59	0,47	0,61	0,56	0,39	0,57	0,61	0,63
400	0,16	0,19	0,47	0,43	0,24	0,40	0,43	0,18	0,41	0,42	0,33
700	0,38	0,46	0,65	0,67	0,54	0,65	0,63	0,39	0,63	0,67	0,66
700	0,23	0,20	0,39	0,39	0,20	0,34	0,32	0,24	0,35	0,37	0,25

На базі вищевказаних експериментів оцінено середній добовий хід метеорологічних величин на опорних рівнях (рис. 5.1-5.4). На протязі доби фактична потенціальна температура повітря має виражений добовий хід, амплітуда кривої якого з висотою стає меншою: на рівні 2 м остання приймає величину 9  $^{0}$ С, на рівні 50 м – 7  $^{0}$ С, на рівні 100 м – 5,5  $^{0}$ С; на рівні 400 м – 3,5  $^{0}$ С; на рівні 700 м – 1,5  $^{0}$ С. Мінімальна температура спостерігається в шарі від 2 м до 100 м о 6 годині, а максимальна – о 15 годині. Вище як перша, так і друга зміщуються і вже прослідковуються о 9 та 18 годині відповідно. Модельні криві добового ходу потенціальної температури мають аналогічні якісні зміни їх форм, тобто зменшення амплітуд з висотою та зміщення екстремумів в сторону збільшення годин доби, окрім експерименту Е11. В останньому експерименті на усіх рівнях мінімальна та максимальна

температури на всіх рівнях спостерігаються о 6 та 15 годині відповідно. На рівні 2 м (рис. 5.1 а) в порівнянні з іншими висотами відмічається найбільше узгодження як за амплітудою, так і за формою, хоча модельна амплітуда у всіх експериментах на 1-2 °С менша. Найкраще добовий хід на цьому рівні відтворюється в експериментах Е10 та Е11, тобто в моделях 1,5-2 порядку замикання. Максимальна абсолютна похибка в цих експериментах припадає на ранкові часи від 6 до 11 годин та складає величину до 4 °C. Найбільша розбіжність розрахованого добового ходу від фактичного на рівні 2 м та й вище спостерігається в експерименті Е4 (модель першого порядку замикання): у всі часи доби температура повітря тут перевищується на 4 °С. На рівні 50 м (рис. 5.1 б) амплітуда фактичного добового ходу потенціальної температури складає величину 7 °С, тоді як модельні амплітуди майже у всіх експериментах, окрім Е4, - 4 °С. Екстремуми у всіх експериментах відтворилися у ті ж години, що і за фактом, тобто о 6 та 15 годині. Модельний добовий хід потенціальної температури в Е4 має інтервал значень останньої, який займає діапазон 287,5...289,5 К, тобто такий, який зовсім не має області спільних значень з інтервалом значень, який має фактичний добовий хід потенціальної температури. З висотою амплітуда добового ходу модельної потенціальної температури у всіх експериментах в більшому ступені відхиляється від амплітуди добового ходу фактичної потенціальної температури в сторону менших значень (рис. 5.1 в-г). Максимальна та мінімальна розрахованої та фактичної температур спостерігаються у ті ж години у всіх експериментах, окрім Е11. В ньому на всіх висотах екстремуми відтворюються постійно о 6 та 15 годині, тоді як за фактом, починаючи з висоти 400 м мінімум та максимум зміщуються до 9 та 18 годин відповідно. Найбільша абсолютна похибка складає величину 1,5-2 °С у всіх експериментах, окрім Е4, де температура постійно



Час доби, години

Рисунок 5.1 – Добовий хід потенціальної температури повітря (θ, К) в експериментах E4, E0, E10 та E11 на різних рівнях: а) – 2 м; б) - 50 м; в) – 100 м; г) – 400 м; г) – 700 м.

перевищується.

Добовий хід швидкості вітру (рис. 5.2) за фактичними даними має слабко виражену форму в нижній частині граничного шару атмосфери, яка з висотою стає більш вираженою з мінімумом о 15 годині, а максимумом – о 6 годині на рівнях 50 та 100 м і о 3 годині вище. Така особливість добового розподілу швидкості вітру пояснюється тим, що в денні часи над сушею традиційно утворюється добре змішаний граничний шар, тому фізичні характеристики атмосфери не мають диференціації за висотою, а приймають деяке середнє області осереднення. Максимум швидкості вітру. значення ПО який спостерігається вночі, пояснюється наявністю у ці часи стійкого граничного шару з чітким розшаруванням по властивостям повітряної маси за висотою та збереженням енергії імпульсу в шарах атмосфери над сушею. Розрахований добовий хід швидкості вітру на всіх рівнях у всіх експериментах, окрім Е4, має форму протилежну формі фактичного добового ходу, тобто з максимумом в денні години та мінімумом – в нічні. При цьому у всіх експериментах відмічається заниження швидкості вітру на 5 м/с вночі та на 2 м/с – вдень. Тільки в експерименті Е0 похибка менша: вночі – близько 2-2,5 м/с, а вдень швидкість вітру майже така ж як і за фактичними даними. Оберненість форми розрахованої кривої добового ходу швидкості вітру пояснюється тим, що самою моделлю швидкість систематично занижується, навіть, не приймаючи до уваги, що використовуються різні параметризації турбулентності. Але вдень модель адекватніше відтворює структуру турбулентного граничного шару, наближаючись отриманими характеристиками до тих, які спостерігалися в природі. Нічний стійкий граничний шар моделлю відтворюється погано, тому й розрахована швидкість вітру дуже відрізняється від фактичної. Криві добового ходу швидкості вітру з експериментів Е0 та Е11 мають майже ідентичну форму. Різниця тільки в тому, що крива добового ходу з ЕО знаходиться в області більш високих значень швидкості вітру та ближче до фактичної кривої добового ходу. Крива з Е10 на рівнях 50 та 100 м поводить себе таким же



Рисунок 5.2 – Добовий хід швидкості вітру (V, м/с) в експериментах E4, E0, E10 та E11 на різних рівнях: а) – 50 м; б) - 100 м; в) – 400 м; г) - 700 м.

чином, що й дві попередні (рис. 5.2 а, б), тобто має максимум в денні години, але з висотою набуває форми, подібної до фактичної на тих же рівнях (рис. 5.2 в, г) з мінімумом вдень та максимумом вночі. Крива добового ходу швидкості вітру з Е4 показує слабкі зміни та дуже занижену швидкість вітру, яка коливається в нижній частині граничного шару біля 1-2 м/с, а на рівні 700 м біля 4 м/с, тоді як за фактом вона може досягати 8-10 м/с. Загалом, можна відмітити, що швидкість вітру, не дивлячись на використану параметризацію турбулентності, моделлю відтворюється незадовільно, особливо у нічні години, коли в природі наявний стійкий граничний шар і турбулентність набуває спорадичного характеру або зовсім відсутня. Взагалі для вивчення стійкого граничного шару в теперішній час існує безліч спеціально-розроблених для цього випадку моделей, які представляють собою LES-моделі або моделі прямого чисельного моделювання [72-79], в яких вже не використовується k-Реалізація теорія турбулентності. таких моделей потребує великих комп'ютерних затрат.

Фактичний добовий хід масової частки водяної пари (рис. 5.3 а-б) характеризується максимальними значеннями о 9 годині та мінімальними о 18 годині. Така особливість розподілу екстремумів пояснюється тим, що в нічні години за рахунок відносно низької температури швидкість випаровування знижується, тим самим залишаючи об'єми повітря з більшим складом водяної пари в них. Вдень, навпаки, за рахунок підвищення температури повітря швидкість випаровування збільшується, зменшуючи кількість водяної пари в одиниці об'єму повітря. Модельний добовий хід масової частки водяної пари у всіх експериментах характеризується заниженими значеннями в порівнянні з фактичними значеннями вологості. Найближчою за величиною вологості до фактичних значень є крива добового ходу з експерименту E10, але за формою не має нічого спільного з формою кривої фактичного добового ходу вологості. Абсолютна похибка тут найбільша у нічні години та складає 0,75 г/кг на рівні 50 м і 0,5 г/кг на рівні 700 м. Решта експериментів мають діапазон мінімальних



Рисунок 5.3 – Добовий хід масової частки водяної пари (q, г/кг) в експериментах E4, E0, E10 та E11 на різних рівнях: а) – 50 м; б) - 100 м; в) – 400 м; г) - 700 м.

значень вологості, який припадає на проміжок часу 12-15 годин, та максимальні значення вологості, які спостерігаються о 21 годині та у ранковий час. Але 141 загалом значення масової частки водяної пари у цих експериментах занижені приблизно на 1 г/кг на всіх рівнях.

### 5.2 Просторова структура граничних шарів атмосфери та верхнього шару ґрунту

Окрім осередненого добового ходу основних метеорологічних величин [80] в рамках цього етапу роботи отримані осереднені вертикальні профілі останніх в стандартні строки метеорологічних спостережень як на базі фактичних даних, так і на базі результатів розрахунку. Наведемо їх тільки для вищевказаних експериментів, тобто E4, E0, E10 та E11.

У строки 18, 21, 24, 3, 6 і 9 год (рис. 5.4 а, б, в, е, є) вертикальний фактичний профіль потенціальної температури характеризується стійкою стратифікацією. В шарі 0-100 м вертикальний градієнт складає величину 1,5-3 К/100 м, в шарі 100-400 м – 1-2,5 К/300 м (0,34-0,83 К/100 м) і в шарі 400-1400 м – 2-3 К/1000 м(0,002-0,003 К/100 м). В строк 18 год в шарі 400-700 м спостерігається залишковий перемішаний шар повітря з майже нульовим вертикальним градієнтом температури (рис. 5.4 д). Найменша абсолютна похибка при відтворенні поверхневої температури відмічається в експерименті Е0 та складає величину 0,3-1,5 К. В решті експериментів ця похибка коливається від 0,1 до 2 К. Найбільшу подібність до фактичного вертикального профілю потенціальної температури має профіль з експерименту E10 (модель з b-l – замиканням з урахуванням залежності від числа Річардсона, та діагностичних виразів для вертикальної складової кінетичної енергії турбулентності і коефіцієнтів турбулентності з моделі високого порядку замикання в припущенні про стаціонарний, горизонтально однорідний рівноважний режим та турбулентності). Тут найбільша розбіжність між фактичною та розрахованою



Рисунок 5.4 – Осереднені профілі потенціальної температури, отримані з експериментів E4, E0, E10 і E11 в різні години доби: а) – 3 година; б) – 6 година; в) – 9 година; г) – 12 година; г) – 15 година; д) – 18 година; е) – 21 година; є) 24 година.

температурою відмічається в шарі 200-400 м та складає величину 1-1,5 К. Модельна температура майже на всіх рівнях занижується, окрім рівня, що відповідає поверхні Землі. У строк 9 годин за розрахунками в шарі 100 м відмічається нестійка стратифікація, якої за фактом не було. Ця особливість спостерігається у всіх експериментах, що перш за все пов'язане з впливом потоків сонячної радіації, які поступають на поверхню Землі та нагрівають її. Напевне, в цей строк в природі були наявні фактори, які послабили ці потоки.

Удень, о 12 і 15 год, (рис. 5.4 в, г, г, д) в фактичному вертикальному розподілі потенціальної температури наявний добре змішаний граничний шар, який простягається від рівня 100 м до висоти 700 м. За розрахунками в шарі 0-50 м відмічається ізотермія, яка з висоти 50 м різко перетворюється в нестійку стратифікацію. Від'ємний перепад в цьому шарі дуже переоцінений моделями на 2-2,5 К, за рахунок чого абсолютна похибка в цій області найбільша та складає величину 1-2,5 К. Вище тільки в експерименті Е11 спостерігається перемішаний граничний шар, але значно менший за товщиною (100-150 м). В решті експериментів після шару різкого зменшення потенціальної температури (шар 50-100 м) відбувається лінійне збільшення останньої з аналогічним градієнтом за висотою, що й у верхній частині граничного шару атмосфери.

Необхідно відмітити, що в попередньому аналізі не приймалися до уваги результати розрахунку з Е4 (модель першого порядку замикання), оскільки у всі строки вона відтворює дуже завищену потенціальну температуру на рівні підсильної поверхні, що в свою чергу впливає на термічну структуру ГША в вище лежачих шарах.

Осереднені фактичні вертикальні профілі швидкості вітру в строки 3, 6, 9, 12, 21 і 24 (рис. 5.5 а, б, в, г, е, є) характеризуються наявністю струменю нижніх рівнів, хоча в різні строки він по-різному проявляється. Вдень (9 і 12 год) перепад швидкості в шарі 0-100 м складає всього 2 м/с, тоді як вночі (21 і 24 год) – вже 4 м/с. Відповідні розраховані вертикальні профілі швидкості вітру у


всіх експериментах відтворюють занижені в порівнянні з фактичними даними значення швидкості вітру та не відтворюють струменів нижніх рівнів. розподіл Вертикальний швидкості за розрахунками більше нагалує логарифмічний закон змін швидкості вітру за висотою. Це, в свою чергу, провокує появу значної абсолютної похибки як раз в шарі, де наявний за фактом струмінь нижніх рівнів, яка може досягати значень 5-7 м/с. Але необхідно відмітити, ЩО серед експериментів найбільш успішним € експеримент ЕО, особливо в денні години. В ці строки (12, 15, 18 год) абсолютна похибка складає величину не більшу, чим 1,5 м/с. Навіть в решту строків крива вертикального профілю швидкості вітру в ЕО знаходиться найближче до кривої вертикального профілю фактичної швидкості вітру з максимальною абсолютною похибкою в 2 м/с.

Осереднені профілі фактичної масової частки водяної пари (рис. 5.6) у всі строки мають таку особливість свого вертикального розподілу. По-перше, в шарі від 0 або 50 м до 700 м відмічається поступове зменшення кількості водяної пари в одиниці об'єму повітря від 5 до 3 г/кг. Причому у нічні години ці зміни більш різкі, оскільки в природі вночі завдяки існуванню стійкого ГША вертикальні градієнти усіх метеорологічних величин збільшуються, тоді як вдень, навпаки, зменшуються за рахунок високої інтенсивності турбулентних процесів. По-друге, в ранкові часи (6, 9, 12 год) спостерігається деякий пік в вертикальному профілі масової частки водяної пари на рівні 50 м, що може бути пов'язане з дією сонячної радіації, яка нагріваючи підстильну поверхню інтенсифікує процеси випаровування, зменшуючи вміст водної пари в повітрі в шарах, які прилягають до Землі. Вертикальні профілі розрахованої масової частки водяної пари у всіх експериментах, окрім Е4, мають форму кривої, яка може бути описана логарифмічним законом у нічні години та лінійним законом - у денні. Але у всі строки та у всіх експериментах відмічається стійке заниження значень вологості біля підстильної поверхні на 1,5-2 г/кг. Таке заниження перш за все пов'язане з неврахуванням на поверхні Землі водного



Рисунок 5.6 – Осереднені профілі масової частки водяної пари, отримані з експериментів E4, E0, E10 і E11 в різні години доби: а) – 3 година; б) – 6 година; в) – 9 година; г) – 12 година; г) – 15 година; д) – 18 година; е) – 21 година; є) 24 – година.

балансу, тому за рахунок того, що процеси випаровування в моделях працюють, вологість звичайно має дисбаланс в сторону свого зменшення, оскільки компенсуючих кількість водяної пари факторів в моделях немає.

Якісний аналіз узгодження фактичного та розрахованих профілів масової частки водяної пари показує, що кращою відповідністю модельних кривих фактичній характеризуються експерименти у нічні години (рис. 5.6). В цей період доби абсолютна похибка складає величину не більшу, ніж 1,5 г/кг. Вдень, коли процеси випаровування стають більш інтенсивними, а процесів, компенсуючих зниження вологості, не враховувалося, вологість в нижній частині граничного шару атмосфери занижується в порівнянні з фактичною вологістю приблизно на 1-2,9 г/кг.

#### 5.3. Оцінка характеристик приземного шару атмосфери

Останнім етапом нашої роботи в плані досліджень структури граничного шару над поверхнею суші є оцінка характеристик приземного шару атмосфери, таких як коефіцієнти обміну для швидкості вітру і температури, потоки кількості руху, явного та прихованого тепла. Успішність відтворення останніх є запорукою адекватного опису процесів у вільному граничному шарі атмосфери. Вище перелічені характеристики отримані, використовуючи теорію подібності Моніна-Обухова на базі фактичного матеріалу та результатів розрахунку з кожного з обраних експериментів. Оцінка успішності відтворення тих чи інших здійснювалася характеристик за допомогою статистичних методів метеорологічної інформації, в результаті використання яких отримані коефіцієнти кореляції та розбіжності.

Коефіцієнти кореляції між вибірками коефіцієнта обміну для швидкості вітру, отриманими за фактичною інформацією та результатами розрахунку

(табл. 5.5), показують найвищий кореляційний зв'язок в експерименті ЕО. Коефіцієнт кореляції тут складає величину 0,56. Коефіцієнт розбіжності в цьому експерименті виявився найменшим серед решти експериментів і склав величину 0,25. Якщо повернутись до попередніх графіків осереднених профілів швидкості вітру (див. рис. 5.5), то помітно, що вертикальний розподіл швидкості вітру з Е0 характеризується найкращим узгодженням в порівнянні з Найгірше експериментів. узгодження за рештою статистичними характеристиками відмічається в Е4, як вже і раніше свідчили усі попередні змін метеорологічних графіки просторово-часових величин 3 цього експерименту. Тут коефіцієнт кореляції складає величину 0,46, а коефіцієнт розбіжності – 0,66. Слід помітити, що статистичні характеристики узгодження коефіцієнта обміну для температури і потоку імпульсу показують найкращий результат саме в ЕО. Коефіцієнти кореляції відповідних характеристик не менші 0,50, а коефіцієнти розбіжності не більші, ніж 0,25. Близький результат статистичного узгодження дає експеримент Е11 для вказаних характеристик, меншими коефіцієнтами кореляції але характеризується i більшими коефіцієнтами розбіжності. Порівняння вибірок потоків явного та прихованого тепла показують низьке узгодження, оскільки коефіцієнти кореляції у всіх експериментах не перевищують значень 0,40, а коефіцієнти розбіжності тільки для потоку явного тепла в E0 та E4 мають відносно низькі значення (0,17 і 0,21). В решті експериментів і для потоку прихованого тепла вони приймають значення завжди більші, ніж 0,29. Низькі значення коефіцієнтів кореляції потоків явного та прихованого тепла пояснюються звичайно тим, що являються результатом добутку величин, які також були результатом використання теорії подібності вже та використовуються 3 деякою похибкою. Останнє підтверджується статистичними характеристиками узгодження для коефіцієнтів обміну швидкості вітру та температури повітря (табл. 5.5).

Окрім статистичних характеристик узгодження параметрів приземного шару атмосфери отримані також їх криві повторюваності та здійснене якісне порівняння останніх відносно кривої повторюваності відповідної фактичної величини (рис. 5.7).

Крива повторюваності коефіцієнта обміну імпульсом (рис. 5.7 а), отримана на базі фактичного матеріалу має дві моди, близько 0,015 і 0,05 відповідно. Криві повторюваності цієї ж величини, які отримані за результатами розрахунків теж мають дві моди, але відрізняються співвідношенням ваги

Таблиця 5.5 – Коефіцієнти кореляції (верхнє число) та розбіжності (нижнє число) коефіцієнтів обміну для швидкості вітру ( $C_U$ ) і температури повітря ( $C_T$ ), потоку імпульсу ( $\tau$ ), явного ( $H_T$ ) та прихованого (LE) турбулентних потоків тепла, отриманих на базі фактичного матеріалу і за розрахунковими даними

	C <sub>U</sub>	C <sub>T</sub>	τ	$H_{T}$	LE
E4	0,46	0,44	0,28	0,28	0,30
	0,66	0,37	0,62	0,21	0,47
E0	0,56	0,53	0,55	0,30	0,32
	0,25	0,24	0,21	0,17	0,51
E10	0,54	0,53	0,55	0,34	0,32
	0,45	0,44	0,36	0,32	0,49
E11	0,50	0,48	0,53	0,39	0,31
	0,36	0,30	0,29	0,29	0,50

останніх. В першому випадку мода з меншим значенням коефіцієнта обміну імпульсом має меншу вагу по кількості повторюваностей в два рази, ніж мода з більшим значенням. В другому випадку картина протилежна, тобто, мода з меншим значенням має більшу вагу в два рази, ніж мода з більшим значенням коефіцієнта обміну імпульсом. Такий розподіл повторюваностей в кривих, побудованих використовуючи розрахований матеріал, пояснюється заниженням швидкості вітру в нижній частині граничного шару атмосфери. Найгірше якісне узгодження кривої повторюваності, отриманої на базі результатів розрахунку, з побудованої повторюваності, базі фактичного матеріалу, кривою на відмічається в Е4, тому в подальшій візуалізації криві повторюваності решти 150

параметрів приземного шару цього експерименту не використовувалися.

Крива повторюваності коефіцієнта обміну температури (рис. 5.7 б), побудована на базі фактичного матеріалу, теж має дві моди, що спостерігається й в кривих повторюваності, отриманих на базі результатів розрахунку. Як і у випадку коефіцієнта обміну імпульсом, співвідношення цих мод протилежні в обох випадках, тобто, в фактичному розподілі повторюваності мода з меншим значенням коефіцієнта теплообміну має меншу вагу в 1,5 рази, ніж мода з більшим значенням цієї ж величини. В розрахованому розподілі, навпаки, мода з меншим значенням має більшу вагу, ніж мода з більшим значенням коефіцієнта теплообміну. Найбільше якісне узгодження притаманне кривій повторюваності з Е0 та Е11, найменше – з Е10. У всіх експериментах прослідковується наявність деякої кількості випадків з завищеними значеннями коефіцієнтів, із-за чого криві повторюваності мають асиметричність відносно фактичної кривої повторюваності в сторону більших значень коефіцієнта теплообміну.

Криві повторюваності потоку кількості руху (рис. 5.7 в), як отримані за фактичною інформацією, так і за результатами розрахунку, мають подібну форму, тобто, найбільша кількість випадків спостерігається в крайній лівій градації, а найменша – в крайній правій. Основна відмінність між ними полягає в тому, що кількість випадків з меншими значеннями потоку імпульсу в кривих повторюваності, отриманих за результатами розрахунку, є майже в два рази більшою, ніж в кривій повторюваності, побудованої на базі фактичного матеріалу. Відповідно, в градаціях з більшими значеннями потоку кількості руху в перших кривих повторюваності спостерігається занижена кількість випадків, ніж спостерігалося насправді.



Рисунок 5.7 – Криві повторюваності коефіцієнта обміну для швидкості вітру  $(C_U) - a)$ , температури повітря  $(C_T) - b)$ , потоку імпульсу  $(\tau) - b)$ , потоків явного  $(H_T) - \Gamma)$  та прихованого (LE) – д) тепла, отриманих за фактичними даними та з різних експериментів: E4 (пунктирна сіра крива), E0 (суцільна сіра крива), E10 (чорна пунктирна крива) і E11 (чорна крива з крупним пунктиром).

Крива повторюваності потоку явного тепла (рис. 5.7 г), побудована за фактичним матеріалом, має нормальний розподіл з модальним значенням біля нуля. Найближчою за формою до фактичної кривої є крива повторюваності, отримана з результатів розрахунку експерименту ЕО, про що свідчить відповідний коефіцієнт розбіжності (0.17).Криві повторюваності 3 експерименту Е10 і Е11 зміщені вправо за модальним значенням, тому в правих крайніх градаціях кількість випадків з більшими значеннями потоку явного тепла більше в порівнянні з фактичним розподілом повторюваності в цій області. Таке завищення значень потоку явного тепла пояснюється тим, що в денні години, коли в приземному шарі за фактом формувався тонкий нестійкий шар, за розрахунками від теж змоделювався, але сильно за температурою усугублений, що, в свою чергу, призвело до формування збільшених потоків.

Фактична крива повторюваності прихованого потоку тепла (рис. 5.7 д) має один максимум, який знаходиться близько нуля області значень аргументу (потоку прихованого тепла), після якого крива спадає та близько 200 Вт/м<sup>2</sup> вона області функції (повторюваності). Криві прагне до нуля значень повторюваності, отримані з результатів розрахунку з експериментів ЕО, Е10 і Е11мають між собою подібну форму, але відмінну від форми фактичної кривої, тобто мають два екстремуми (близько нуля області значень аргументу і близько 200 Вт/м<sup>2</sup>). Наявність другого максимуму, який є фіктивним, пояснюється тим, що в моделі не враховувалися процеси водного балансу на поверхні ґрунту, що призвело до «вимивання» вологості з прилеглого до підстильної поверхні шару та формування великих вертикальних градієнтів.

## 6 ТРИВИМІРНА НЕСТАЦІОНАРНА МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЧНА ЧИСЕЛЬНА МОДЕЛЬ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ, ПРИСТОСОВАНА ДО ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

Використана модель є чисельною реалізацію моделі прогнозу полів метеорологічних величин, таких як температура повітря, швидкість та напрям вітру й вологість в нижній тропосфері, яка була свого часу розроблена в Західно-Сибірському науково-дослідному інституті гідрометеорології, (Новосибірськ, Росія) [81], але потім була вдосконалена та адаптована для північного узбережжя Колумбії [82]. Модель заснована на розв'язанні системи рівнянь мезометеорологічного граничного шару атмосфери. У моделі враховуються тривимірний упорядкований і турбулентний перенос, орографія, процеси динамічної й теплової взаємодії з поверхнею Землі. Рівняння моделі граничного шару розв'язані методом розщеплення по фізичним процесам та просторовим змінним [83, 84]. Програма написана на алгоритмічній мові FORTRAN.

#### 6.1 Математична постановка задачі

Структура граничного шару атмосфери формується під дією двох факторів: термічної та динамічної неоднорідності поверхні, що підстилає, і великомасштабних процесів вільної атмосфери. З іншого боку, через граничний шар здійснюється обмін теплом, вологою й кількістю руху між поверхнею, що підстилає, і вільною атмосферою за допомогою турбулентного й упорядкованого переносу. Причому виникаючі вертикальні рухи формуються за рахунок нерівномірності в розподілах поверхневих напружень тертя й температури.

У даній постановці робиться ряд спрощень. Оскільки розміри розглянутої області по горизонталі становлять кілька сотень км, тому з великим

ступенем точності може бути використане квазістатичне наближення. При виведенні рівнянь використовуються спрощення теорії вільної конвекції. Не враховується зворотний вплив граничного шару на процеси вільної атмосфери. Не розглядаються процеси радіаційного теплообміну й фазові перетворення вологи. Опис вертикального турбулентного обміну проводиться в рамках Ктеорії турбулентності, вид схеми якої залежить від типу підстильної поверхні та пори року, що диктується попередніми дослідженнями про вибір оптимальної схеми параметризації турбулентних процесів (частина 1 цього звіту).

Як система координат використовується лівостороння система координат, у якій вісі *x* та *y* збігаються з поверхнею Землі й спрямовані на схід і на північ, відповідно, а вісь *z* - вертикально нагору [85].

Відомо, що для задовільного опису профілів метеорологічних величин у шарі сталих потоків, де визначаються градієнти, які перевищують на один-два порядки величини в іншій частині граничного шару, потрібне значне розділення по вертикалі. Тому область розв'язання задачі розбивається на два підшари: сталих потоків, товщиною h порядку декількох десятків метрів [55, 86], та вищележачий, обмежений висотою H порядку 2-3 км (далі «шар z > h»).

Наведені нижче постановка задачі й опис моделі відрізняються від вихідної, наведеної в статтях [81, 82], іншими методами параметризації шару сталих потоків та вертикального турбулентного обміну, розв'язанням рівняння теплового балансу й врахуванням вологості ґрунту та включенням параметризації радіаційних потоків тепла.

З урахуванням зроблених припущень і опускаючи математичні перетворення, наступна вихідна систему рівнянь має вигляд:

- <u>шар *z*>*h* [81, 85]:</u>

$$\frac{d u}{d t} = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \alpha_x \lambda \vartheta + \mu \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} K_u \frac{\partial u}{\partial z}, \qquad (6.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \alpha_y \lambda \vartheta + \mu \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} K_u \frac{\partial v}{\partial z}, \qquad 6.2$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \qquad (6.4)$$

$$\frac{d\vartheta}{dt} = -S\left(w + \alpha_{x}u + \alpha_{y}v\right) + \mu\Delta\vartheta + \frac{\partial}{\partial z}K_{T}\frac{\partial\vartheta}{\partial z},$$
(6.5)

$$\frac{d q}{d t} = \mu \Delta v + \frac{\partial}{\partial z} K_q \frac{\partial q}{\partial z}, \qquad (6.6)$$

де

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},$$
  
$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{\partial\omega}{\partial t} + \frac{\partial u\omega}{\partial x} + \frac{\partial v\omega}{\partial y} + \frac{\partial w\omega}{\partial z}, \ \omega = (u, v, \vartheta, q);$$
  
$$\pi' = RT_R \frac{p'}{p_R} -$$
аналог відхилення тиску від тиску стандартної

атмосфери  $p_R$ ;

$$\lambda = \frac{g}{\theta}$$
 - параметр плавучості,

# $\overline{ heta}$ - середня по шару потенціальна температура.

- map 
$$0 < z < h$$
 [55]:

$$\frac{\partial}{\partial z} K_i \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0, \qquad i = u, T, q.$$
(6.7)

Для визначення температури ґрунту використаємо рівняння теплопровідності ґрунту

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} K_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}, \tag{6.8}$$

де вісь *z<sub>s</sub>* спрямована вглиб грунту.

#### 6.2 Параметризація шару сталих потоків

Як виходить з рівняння (6.7), рівняння сталості потоків можна переписати у вигляді

$$K_i \frac{\partial \omega}{\partial z} = const, \ \omega = (U, T, q).$$
 (6.9)

Для їхнього розв'язання скористаємося відомими положеннями теорії подоби Монина-Обухова [86]. Згідно її постулатів характеристики турбулентності в температурно-стратифікованому середовищі при  $z >> z_u$  залежать від декількох параметрів:

z, 
$$\rho$$
,  $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ ,  $\lambda$ ,  $\theta_* = -\frac{H_0}{c_p \,\rho \kappa u_*}$ ,  $q_* = -\frac{E_0}{\rho \kappa u_*}$ . (6.10)

Із цих величин можна скласти одну незалежну безрозмірну комбінацію:

$$\zeta = \frac{z}{L},\tag{6.11}$$

де

$$L = \frac{u_*^2}{\kappa^2 \lambda \theta_*} \tag{6.12}$$

- *u*<sub>\*</sub>, *θ*<sub>\*</sub>, *q*<sub>\*</sub> також позначають масштаби змін швидкості, температури й вологості в шарі сталих потоків. Використовуючи ці масштаби, знайдемо вирази для:

- турбулентних потоків

$$K_u \frac{\partial U}{\partial z} = u_*^2, \quad K_T \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z} = -\kappa u_* \theta_*, \qquad K_q \frac{\partial q}{\partial z} = -\kappa u_* q_*, \quad (6.13)$$

і градієнтів швидкості вітру, температури й вологості

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa L} g_u(\zeta) = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_u(\zeta), \qquad \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z} = \frac{\theta_*}{L} g_T(\zeta) = \frac{\theta_*}{z} \varphi_T(\zeta),$$
$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{L} g_q(\zeta) = \frac{q_*}{z} \varphi_q(\zeta). \tag{6.14}$$

Для зручності запису звичайно вводять функції

$$\varphi_i(\zeta) = \zeta g_i(\zeta). \tag{6.15}$$

Інтегрування рівнянь (6.14) по z дає

$$U_{h} = \frac{u_{*}}{\kappa} f_{u}(\zeta_{h}, \zeta_{u}) = \frac{u_{*}}{\kappa} \left[ \ln \frac{h}{z_{u}} - \psi_{u}(\zeta_{h}, \zeta_{u}) \right],$$
  

$$\mathcal{G}_{h} - \mathcal{G}_{0} = \mathcal{G}_{*} f_{T}(\zeta_{h}, \zeta_{T}) = \mathcal{G}_{*} \left[ \ln \frac{h}{z_{T}} - \psi_{T}(\zeta_{h}, \zeta_{T}) \right], \qquad (6.16)$$
  

$$q_{h} - q_{0} = q_{*} f_{q}(\zeta_{h}, \zeta_{q}) = q_{*} \left[ \ln \frac{h}{z_{q}} - \psi_{q}(\zeta_{h}, \zeta_{q}) \right].$$

Тут

$$\psi_i(\zeta_h,\zeta_i) = \int_{\zeta_i}^{\zeta_h} \frac{1 - \varphi_i(\zeta)}{\zeta} d\zeta, \qquad i = u, T$$
(6.17)

$$\zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_T = \frac{z_T}{L}, \quad \zeta_h = \frac{h}{L}.$$
(6.18)

Вирази (6.16) по суті є розв'язанням рівнянь (6.7). Звичайно робиться припущення про подібність профілів температури та вологості:

$$f_q = f_T, \quad \psi_q = \psi_T, \quad z_q = z_T.$$
 (6.19)

Вибір універсальних функцій профілів  $\varphi_i$  базується на роботі [87]. Для опису режиму сильної нестійкості зроблено склеювання емпіричних функцій Бусінгера-Дайєра з асимптотичним «законом -1/3».

$$\begin{split} \varphi_{i}(\zeta) &= 1 + \beta \zeta & \text{при } \zeta \geq 0, \\ \varphi_{u}(\zeta) &= (1 - \gamma_{u}\zeta)^{-\frac{1}{4}} & \varphi_{T}(\zeta) = (1 - \gamma_{T}\zeta)^{-\frac{1}{2}} & \text{при } \zeta_{1} \leq \zeta < 0, \quad (6.20) \\ \varphi_{i}(\zeta) &= -\frac{\tilde{C}_{i}}{3} \zeta^{-\frac{1}{3}} & \text{при } \zeta_{1} > \zeta < \zeta_{1}H_{i}, \end{split}$$

де

$$\widetilde{C}_{u} = 3|\zeta_{1}|^{\frac{1}{3}} (1 - \gamma_{u}\zeta_{1})^{-\frac{1}{4}}, \qquad \widetilde{C}_{T} = 3|\zeta_{1}|^{\frac{1}{3}} (1 - \gamma_{T}\zeta_{1})^{-\frac{1}{2}}.$$

Значення точки склеювання  $\zeta_1$  визначається з рівняння

$$\zeta_{1} = \frac{\left(2\gamma_{T} - A_{\infty}\gamma_{u}\right) - \sqrt{\left(A_{\infty}\gamma_{u}\right)^{2} + 4\gamma_{T}A_{\infty}(\gamma_{T} - \gamma_{u})}}{2\gamma_{T}^{2}}, \ A_{\infty} = \left(\frac{\alpha_{-\infty}}{\alpha_{N}}\right)^{4}.$$
(6.21)

У розрахунках використовуються наступні значення емпіричних сталих:

$$\kappa = 0.4, \quad \alpha_N = 1.15, \quad \alpha_{-\infty} = 3.5, \quad \gamma_u = \gamma_T = 16, \quad \beta = 4.7, \quad Ri_c = \frac{0.9}{\beta}.$$

Конкретні вирази функції  $\psi_i$  для різних інтервалів нестійкої стратифікації в шарі сталих потоків наведені в [88].

Значення параметрів шорсткості для швидкості вітру й температури визначаються таким способом. Параметр шорсткості для швидкості на суші повинен бути заданий, а на морі обчислюється за допомогою інтерполяційної формули Зілітинкевича [53]:

$$z_u = 0.111 \frac{\upsilon}{u_*} + 0.0144 \frac{u_*^2}{g} \tag{6.32}$$

Перший доданок в (6.32) враховує ефекти гладкого обтікання, а друге цілком шорсткого. При визначенні параметра шорсткості для температури використовується перетворення

$$\ln \frac{h}{z_T} = \ln \frac{h}{z_u} + \ln \frac{z_u}{z_T} = \ln \frac{h}{z_u} + B, \qquad B = \ln \frac{z_u}{z_T}$$
(6.33)

та емпірична функція [57]:

$$B = \begin{cases} -2.43 & \text{Re} \le 0.1 \\ 0.83\ln(\text{Re}) - 0.6 & 0.1 < \text{Re} \le 16.3 \\ 0.49 \text{Re}^{0.45} & \text{Re} > 16.3 \end{cases}$$
(6.34)

де Re =  $\frac{u_* z_u}{v}$ .

Для розв'язання рівнянь (6.16) використається співвідношення

$$\zeta_h = \alpha_0 R i_B \frac{f_u^2(\zeta_h, \zeta_u)}{f_T(\zeta_h, \zeta_T)}$$
(6.35)

де

$$Ri_B = \frac{\lambda h (\mathcal{P}_h - \mathcal{P}_0)}{U_h^2} \tag{6.36}$$

- інтегральне число Річардсона. Розв'язання (6.35) при нестійкій стратифікації знаходимо за допомогою методу ітерацій, а при стійкій - аналітично.

Підставляючи вирази для  $u_*$ ,  $\theta_*$ ,  $q_*$  з (6.16), в (6.13) отримаємо формули для розрахунку приповерхніх потоків

$$K_{u} \frac{\partial U}{\partial z} = C_{u}^{2} U_{h} u_{h}, \qquad K_{u} \frac{\partial V}{\partial z} = C_{u}^{2} U_{h} v_{h},$$
$$K_{T} \frac{\partial 9}{\partial z} = C_{u} C_{T} U_{h} (9_{0} - 9_{h}), \qquad K_{q} \frac{\partial q}{\partial z} = C_{u} C_{T} U_{h} (q_{0} - q_{h}), \qquad (6.37)$$

де

$$C_{i} = \alpha_{N}^{\frac{i-u}{T-u}} \frac{\kappa}{f_{i} \left(\zeta_{h}, \zeta_{i}\right)}$$
(6.38)

- інтегральні коефіцієнти переносу кількості руху й тепла. Складові напруження тертя уздовж вісей *x* та *y* знаходимо за допомогою співвідношень для складових швидкості вітру

$$u = U\sin\eta, \tag{6.39}$$

$$v = U \cos \eta, \tag{6.40}$$

$$\eta = \operatorname{arctg} \frac{v_h}{u_h}.$$
(6.41)

#### 6.3 Параметризація вертикального турбулентного обміну

Використовуючи співвідношення, що випливають із теорії подібності Моніна-Обухова, знаходимо коефіцієнти турбулентності на верхній границі шару сталих потоків та їх відношення для тепла й кількості руху

$$K_{i} = \frac{\kappa u_{*}L}{g_{i}(\zeta)} = \frac{\kappa u_{*}z}{\varphi_{i}(\zeta)}$$

$$\alpha_{T} = \frac{K_{T}}{K_{u}} = \frac{\varphi_{u}(\zeta)}{\varphi_{T}(\zeta)}.$$
(6.42)

Параметризація вертикального турбулентного обміну здійснюється окремо в кожному вузлі за допомогою k-теорії турбулентності. Схема параметризації обирається в залежності від типу підстильної поверхні та пори року у відповідності до попередніх досліджень, які здійснені в частинах 1 та 2 поточної теми. Вертикальна сітка має просторовий крок 50 м та простягається до 2000 м.

Нагадаємо, що у випадку, коли точка розрахунку знаходиться над морем, то схема параметризації турбулентних потоків залежить від пори року (див. табл. 3.6, Частина 1 поточної теми). Зазвичай використовуються схеми паратеризації з b-l-замиканням. Якщо над сушею, то найкращим узгодженням просторово-часових розподілів метеорологічних величин з даними спостережень характеризуються експерименти E0, E1, E10 (b-l-замикання з урахуванням функцій, які в тому чи іншому ступені залежать від числа Річардсона), E11 (b-є- замикання) (див. п. 2.1, Частина 1 поточної теми). Детально всі згадані схеми параметризацій описані розділах 2 і 3 частини б.

Початкові та граничні умови формувалися таким чином:

- при *t* = 0

$$b_i^0 = \left(\frac{k_i^0}{l_i^0}\right)^2,\tag{6.43}$$

$$l_i^0 = \frac{\frac{wz_i}{1 + \frac{wz_i}{l_\infty}}},\tag{6.44}$$

$$k_{i}^{0} = \lim_{z \to 0} k + \left(\frac{z_{\Gamma \amalg A} - z_{i}}{z_{\Gamma \amalg A} - z_{1}}\right)^{2} \cdot \left[ \left(k_{1} - \lim_{z \to 0} k\right) (z_{i} - z_{1}) \left(Gr_{k} + 2\frac{k_{1} - \lim_{z \to 0} k}{z_{\Gamma \amalg A} - z_{1}}\right) \right]$$
(6.45)

$$\varepsilon_i^0 = \alpha_\varepsilon \frac{(b_i^0)^2}{k_i^0},\tag{6.46}$$

де  $i = \{6..40\}$  – номер розрахункового рівня;  $l_{\infty} = 0,15H; z_{\Gamma \amalg A}$  – висота граничного шару;  $Gr_k = \frac{2\alpha_t}{z_0 + z_1} \frac{\partial k}{\partial z}$  – ця величина отримується з теорії приземного шару.

- при *z*=50 м

$$k_1 = \frac{x u_* L}{g_1(\zeta)} = \frac{x u_* z}{\varphi_1(\zeta)},$$
(6.47)

$$k_t = \frac{\omega u_* L}{g_t(\zeta)} = \frac{\omega u_* z}{\varphi_t(\zeta)},\tag{6.48}$$

$$\alpha_t = \frac{k_t}{k_1}.\tag{6.49}$$

Решта величин знаходяться за формулами (6.43)-(6.46), використовуючи знайдене значення  $k_1$  за формулою (6.47) на цьому рівні.

- при *z*=2000 м

$$b_{40} \to 0; k_{40} \to 0; \varepsilon_{40} \to 0; l_{40} \to l_{\infty}.$$
 (6.50)

#### 6.4 Блок-схема числової реалізації вертикального турбулентного обміну

Усі розрахунки, пов'язані з числовою реалізацією процедури вертикального турбулентного обміну можна представити наступною блоксхемою (рис. 6.1), складеною за стандартними позначеннями, які використовуються при побудові будь-яких чисельних блок-схем. Підкреслимо, що ця процедура використовується на кожному часовому кроці, над кожною точкою розрахункової області і стільки раз, скільки це продиктоване методами розщеплення та адаптації, які застосовуються в чисельній програмі.



Рисунок 6.1 – Блок-схема числової реалізації вертикального турбулентного обміну. Лист 6.



Рисунок 6.1 – Лист 2.



Рисунок 6.1 – Лист 3.

#### 6.5 Рівняння балансу тепла й вологи на поверхні суші

Рівняння балансу тепла має вигляд:

$$(1-A)Q = F_{ef} + G + H_0 + \Im E_0.$$
(6.51)

Для розрахунку потоку ефективного довгохвильового випромінювання використана емпірична формула Брента

$$F_{ef} = \sigma_e f_{NL} T_0^4, \qquad \sigma_e = \delta_b \sigma \left( 0.526 - 0.065 \sqrt{e} \right).$$
 (6.52)

При записі потоку вологи був використаний параметр Халстеда

$$\alpha_H = \frac{q_0 - q_h}{q_{sat} - q_h}, \qquad 0 \le \alpha_H \le 1, \tag{6.53}$$

за допомогою якого одержуємо співвідношення для визначення масової частки водяної пари на поверхні ґрунту

$$q_0 = \alpha_H q_{sat} + (1 - \alpha_H) q_h, \qquad q_0 \le q_{sat}, \qquad (6.54)$$

де

$$q_{sat} = 0.622 \frac{e_{sat}}{p},\tag{6.55}$$

$$e_{sat} = 6.1 \exp\left(17.5687 \frac{T - 273.16}{T - 31.26}\right).$$
 (6.56)

Для обчислення значення тиску водяної пари, що насичує, була використана емпірична формула Магнуса. Маючи на увазі, що розв'язання рівняння теплопровідності ґрунту буде здійснюватися чисельно випишемо кінцево-різницевий аналог потоку тепла у ґрунт:

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = -\lambda_s \frac{T_{s1} - T_{s0}}{\Delta_s}, \qquad (6.57)$$

де *T*<sub>s1</sub> значення температури ґрунту на першому сітковому рівні в ґрунті. Такий запис припускає умову безперервності температур повітря й ґрунту на їх границі розділення. Розв'язання рівняння балансу тепла будується за допомогою лінеаризації двох нелінійних складових балансу щодо значень температури на минулому кроці за часом. Остаточно маємо таке розв'язання:

$$T_{0} = \frac{(1-A)Q + \frac{\lambda_{s}}{\Delta_{s}}T_{s1} + C_{p}CT_{h} + 3\sigma_{e}T_{j}^{4} - \Im C\alpha_{H} \left[q_{sat}(T_{j}) - q_{h} - q'_{sT}T_{j}\right]}{\frac{\lambda_{s}}{\Delta_{s}} + C_{p}C + 4\sigma_{e}T_{j}^{3} + \Im C\alpha_{H}q'_{sT}}$$
(6.58)

При обчисленні  $T_0$  необхідно знати потік сумарної коротокохвильової радіації й значення параметрів  $\lambda_s$  і  $\alpha_H$ . Для оцінки потоку сонячної радіації може бути використана емпірична формула Альбрехта

$$Q = \left(1.25\cos\chi - 0.2\sqrt{\cos\chi}\right)f_{NL}.$$
(6.59)

Значення потоку тепла одержуємо в КВт/м2 $(kW/m^2)$  Виправлення на вплив хмарності розраховується за допомогою виразу

$$f_{NL} = 1 - 0.08N_L - 0.05(N_0 - N_L). \tag{6.60}$$

Значення альбедо оголеного ґрунту залежить від астрономічних факторів та вологості ґрунту:

$$A = A_a + A_w. ag{6.61}$$

$$A_a = 0.01 \left[ \exp\left(0.00326 \, Ze^{1.5}\right) - 1 \right]. \tag{6.62}$$

$$A_{w} = \begin{cases} 0.14 & w_{g} / w_{k} > 0.5 \\ 0.31 - 0.34 (w_{g} / w_{k}) w_{g} / w_{k} \le 0.5 \end{cases}$$
(6.63)

$$Ze = 90 - h_{\Theta} \tag{6.64}$$

$$\sinh_{\Theta} = \sin\varphi \sin\delta + \cos\delta \cos\varphi \cos\Omega. \tag{6.65}$$

Ці залежності запозичені з роботи [89].

Для оцінки залежності теплофізичних характеристик ґрунту від її вологості використаються формули Дердорфа [90]:

$$\lambda_{sg} = 0.001 + w_g^{1/3}, \ \lambda_{s2} = 0.001 + w_2^{1/3}$$
 (6.66)

$$(\rho_s C_s)_g = 0.27 + w_g, \ (\rho_s C_s)_2 = 0.27 + w_2.$$
 (6.67)

Виходячи із цих визначень задаємо залежність коефіцієнта температуропровідності ґрунту  $K_s = \frac{\lambda_s}{\rho_s C_s}$  від глибини таким способом, як на рис. 6.2



Рисунок 6.2 - Схема зміни коефіцієнту температропровідності з глибиною.

Для визначення вологості ґрунту використовується рівняння водного балансу, запропоноване для поверхневого шару товщиною  $d_1$  і глибинного шару товщиною  $d_2$  [90].

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = -C_1 \frac{E_0 - P}{\rho_w d_1} - C_2 \frac{w_g - w_2}{D}, \quad 0 \le w_g \le w_{\max}$$
(6.68)

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{E_0 - P}{\rho_w d_2}, \quad 0 \le w_2 \le w_{\max}, \tag{6.69}$$

де

$$w_{\max} = 1.33 w_{sat}$$
. (6.70)

Товщина цих шарів визначається глибинами проникнення добових і сезонних коливань вологості ґрунту в розглянутій місцевості

$$C_{1} = \begin{cases} 0.5, & \text{при } \frac{w_{g}}{w_{max}} \ge 0.75 \\ 14 - 22,5 \left(\frac{w_{g}}{w_{max}} - 0,15\right), & \text{при } 0.5 < \frac{w_{g}}{w_{max}} < 0.75 \\ 14, & \text{при } \frac{w_{g}}{w_{max}} \le 0.15. \end{cases}$$

$$C_{2} = 0.9, \ d_{1} = 10 \text{ см}, d_{2} = 50 \text{ см}, D = 86400 \text{ сек.} \qquad (6.72)$$

Коефіцієнти C<sub>1</sub> і C<sub>2</sub> ураховують різний внесок процесів вологообміну з атмосферою й глибинними шарами ґрунту при зміні вологості поверхневого шару. За знайденим значенням об'ємної вологості ґрунту в поверхневому шарі знаходимо значення параметра Халстеда зі співвідношення:

$$\alpha_H = \min\left(1, \frac{w_g}{w_{sat}}\right). \tag{6.73}$$

#### 6.6 Початкові та граничні умови

У літературі пропонуються різні варіанти «виведення» системи мезомасштабных циркуляцій зі стану спокою. Однак, задання тим або іншим способом початкових полів має на увазі існування в рішенні задачі так званого періоду адаптації мезометеорологических полів тривалістю від 12 до 24 годин через неузгодженість у початкових полях метеорологічних полів. Надалі рішення задачі буде визначатися змінами метеорологічних величин на границях [91]. Оскільки неможливо повністю виключити неузгодженість в початкових полях, то цілком прийнятно на даному етапі, використати найпростіший варіант, а саме: нульових початкових умов

$$t = 0: \qquad \qquad u = v = \mathcal{G} = 0. \tag{6.74}$$

Для завдання початкового поля питомої вологості в граничному шарі була використана емпірична формула Хргіана:

$$q = \overline{q} \cdot 10^{-0.0947 \, z_k - 0.0138 \, z_k^2}, \qquad (6.75)$$

де  $z_k$  задається в км,  $\overline{q}$  - середнє значення питомої вологості у поверхні Землі.

На нижній границі z=h задається відхилення фактичного тиску ( $P_F$ ) від тиску стандартної атмосфери:

$$p_h' = \frac{P_{Fh} - P_{0h}}{\rho_h}.$$

На верхній границі z = H задається розподіл відхилення аналога тиску у квазігеострофічному наближенні, а також відхилення фактичного тиску ( $P_F$ ) від тиску стандартної атмосфери, відхилення фактичної потенційної температури повітря від фонового її значення і масова частка водяної пари  $\pi = \pi_H$ ,  $\pi_H = -f(U_g y - V_g x)$ ,  $\hat{p}_H = \frac{P_{FH} - P_{0H}}{\rho_H}$ ,  $\vartheta_H = \theta_F - \theta_0$ ,  $q_H = q_F$ . (6.76)

а також відсутність вертикальних турбулентних потоків:

$$K_i \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0, \quad (\omega = \{u, v, \vartheta, q\}). \tag{6.77}$$

На нижній границі *z* = *h* приймається, що

$$w = 0 \tag{6.78}$$

і умови (6.39-6.41).

На бічних границях x = 0, X, y = 0, Y умови ставляться з урахуванням напрямку нормальної складової швидкості вітру до даної границі

x = 0:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial x} = \frac{\partial \mathcal{G}_M}{\partial x}, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x} \qquad \text{при} \quad u \ge 0$$
$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \qquad \text{при} \quad u < 0 \qquad (6.79)$$

x = X:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial \vartheta_M}{\partial x}, \qquad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x}, \quad \text{при } u < 0$$
$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \qquad \text{при } u \ge 0 \qquad (6.80)$$

$$x = 0, X: \quad \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \tag{6.81}$$

$$y = 0: \qquad \frac{\partial u}{\partial y} = 0, \qquad \frac{\partial \mathcal{P}}{\partial y} = \frac{\partial \mathcal{P}_M}{\partial y}, \qquad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v \ge 0$$
$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathcal{P}}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \qquad \qquad \text{при } v < 0 \qquad (6.82)$$

$$y = Y: \qquad \frac{\partial u}{\partial y} = 0, \qquad \frac{\partial \mathcal{P}}{\partial y} = \frac{\partial \mathcal{P}_M}{\partial y}, \qquad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v < 0$$
$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \mathcal{P}}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0, \qquad \text{при } v \ge 0 \tag{6.83}$$

$$y = 0, Y: \qquad \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \qquad (6.84)$$

На поверхні суші використаються умова безперервності температур повітря й ґрунту

$$z_s = 0, \quad T_s = T_0.$$
 (6.85)

У зв'язку з відсутністю даних спостережень у глибині ґрунту ми скористаємося умовою виду

$$z_s = Z_s : \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = 0.$$
 (6.86)

#### 6.7 Методи реалізації

Для розв'язання системи рівнянь шару  $z \ge h$  (6.1) - (6.10) з умовами (6.12) - (6.17) та (6.20) - (6.29) використовувався метод розщеплення по фізичних процесах [81]. Відзначимо, що його реалізація для задач граничного шару містить у собі чотири етапи: перенос, динамічне узгодження, турбулентний обмін і фазові перетворення. Турбулентний обмін може бути об'єднаний з етапом переносу або адаптації.

Спеціальне дослідження [84], присвячене оцінці помилок апроксимації через спосіб включення турбулентного обміну, показало, що похибки визначення складових швидкості вітру можуть бути того ж порядку величини, що й самі швидкості. Ці помилки можуть бути значно зменшені із застосуванням двуциклічних схем розщеплення. Оскільки це питання побудови алгоритму докладно описані в іншому місці [81,84] тут будуть розглянуті лише деякі особливості чисельної реалізації методу розщеплення для задачі граничного шару.

Для стислості викладу покажемо основні етапи розщеплення тільки в диференціальному вигляді.

На першому етапі розв'язуються рівняння

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + (\Lambda_1 + \Lambda_2 + \Lambda_3)\omega = 0, \quad \omega = (u, v, \vartheta, q)$$

$$\Lambda_1 \omega = \frac{\partial u \omega}{\partial x} - \mu \frac{\partial^2 u \omega}{\partial x^2},$$

$$\Lambda_2 \omega = \frac{\partial v \omega}{\partial y} - \mu \frac{\partial^2 v \omega}{\partial y^2},$$

$$\Lambda_3 \omega = \frac{\partial w \omega}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} K_i \frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2}$$
(6.88)

з крайовими умовами (6.76) - (6.84).

На другому етапі розв'язуються система із трьох лінійних рівнянь

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \alpha_x \lambda \vartheta, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = \alpha_y \lambda \vartheta, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = -S(\alpha_x u + \alpha_y v) \tag{6.89}$$

На третьому етапі розв'язуються рівняння адаптації

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + f v, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial \pi}{\partial y} - f u, \quad \frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \vartheta, \quad (6.90)$$

$$\frac{\partial \mathcal{G}}{\partial t} = -S w, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

з крайовими умовами (6.95), (6.98) - (6.103) по вертикалі й на бічних границях

$$x = 0, X:$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial x} = \frac{\partial \pi_H}{\partial x} - \lambda \int_z^H \frac{\partial \theta}{\partial x} dz, \qquad (6.95)$$

$$y = 0, Y:$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial y} = \frac{\partial \pi_H}{\partial y} - \lambda \int_z^H \frac{\partial \theta}{\partial y} dz. \qquad (6.96)$$

Для чисельного розв'язання задачі вводиться рівномірна сітка по горизонталі із кроком  $\Delta$  і нерівномірна по вертикалі. Для підвищення точності апроксимації кінцево-різницевих аналогів диференціальних рівнянь і виконання законів збереження вводиться сітка типу «С» Аракавы.



Рисунок 6.3 - Схема розташування вузлів сітки по горизонталі

Складові швидкості вітру, розташовані в дробових точках, обчислюються за допомогою косинуса-розкладання в ряд Фур'є:

$$u_{i+1/2} = a_0^u + \sum_{k=1}^m a_k^u \cos(kx_{i+1/2}), \ v_{l+1/2} = a_0^v + \sum_{k=1}^m a_k^v \cos(ky_{i+1/2})$$
(6.97)

Дрібні кроки вводяться також по вертикалі, на яких обчислюються вертикальна складова швидкості та коефіцієнт турбулентності.



Рисунок 6.4 - Схема вузлів сітки по вертикалі

Просторові похідні апроксимувалися центральними різницями, а часові за схемою Кранка-Никольсона [83].

Розглянемо принцип отримання рішень на двох підетапах методу розщеплення.

1. Розглянемо рішення лінійної системи алгебраїчних рівнянь (6.89). За часом рівняння апроксимуються за схемою Кранка-Никольсона:

$$\frac{u^{j+1} - u^{j}}{\Delta_{t}} = \alpha_{x} \lambda \vartheta^{j+\frac{1}{2}}$$

$$\frac{v^{j+1} - v^{j}}{\Delta_{t}} = \alpha_{y} \lambda \vartheta^{j+\frac{1}{2}}$$
(6.98)

$$\frac{\mathcal{G}^{j+1} - \mathcal{G}^j}{\Delta_t} = -S\left(\alpha_x u^{j+\frac{1}{2}} + \alpha_y v^{j+\frac{1}{2}}\right).$$

Вводячи нові змінні, для яких після нескладних перетворень можна отримати розв'язання рівнянь у вигляді

$$\begin{aligned} \zeta_{1} &= u^{j+1} + u^{j}, \quad \zeta_{2} = v^{j+1} + v^{j}, \quad \zeta_{3} = \vartheta^{j+1} + \vartheta^{j}, \\ u^{j+\frac{1}{2}} &= \frac{\zeta_{1}}{2}, \qquad v^{j+\frac{1}{2}} = \frac{\zeta_{2}}{2}, \qquad \vartheta^{j+\frac{1}{2}} = \frac{\zeta_{3}}{2}, \end{aligned}$$
(6.99)  
$$\zeta_{1} &= 2u^{j} + \frac{\Delta_{t}}{2} \lambda \alpha_{x} \zeta_{3}, \quad \zeta_{2} = 2v^{j} + \frac{\Delta_{t}}{2} \lambda \alpha_{y} \zeta_{3}, \\ \zeta_{3} &= \frac{2\vartheta^{j} - S\Delta_{t} \left(\alpha_{x} u^{j} + \alpha_{y} v^{j}\right)}{1 + S\lambda \frac{\Delta_{t}}{4} \left(\alpha_{x}^{2} + \alpha_{y}^{2}\right)}. \end{aligned}$$
(6.100)

2. Розглянемо розв'язання рівняння (6.88), що описує турбулентний та впорядкований перенос величини уздовж осі х. Спочатку виконується апроксимація часової похідної за схемою Кранка-Никольсона:

$$\frac{\omega^{j+1} - \omega^j}{\Delta_t} = \left(\mu \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} - \frac{\partial \iota \omega}{\partial x^2}\right)^{j+1/2}.$$
(6.101)

Уводиться нова змінна

$$\zeta_{i} = \omega^{j+1} + \omega^{j}, \qquad \omega^{j+\frac{1}{2}} = \frac{\zeta_{i}}{2}, \qquad (6.102)$$

де *i* - поточний індекс номера вузла по осі х. Після нескладних перетворень отримуємо матричне рівняння вигляду:

$$P_i\zeta_{i+1} - Q_i\zeta_i + R_i\zeta_{i-1} = -F_i, (6.103)$$

дe

$$P_i = a_1 - a_2 u_{i+1/2}, \quad Q_i = 0.5 + 2a_1, \quad R_i = a_1 + a_2 u_{i-1/2}, \quad (6.104)$$

$$a_1 = \frac{\mu \Delta_t}{4 \Delta_{xy}^2}, \qquad a_2 = \frac{\Delta_t}{8 \Delta_{xy}}. \tag{6.105}$$

Його розв'язання здійснюється методом звичайного прогону [92]:

$$\alpha_{i} = \frac{p_{i}}{Q_{i} - \alpha_{i-1}R_{i}}, \quad \beta_{i} = \frac{F_{i} + R_{i}\beta_{i-1}}{Q_{i} - \alpha_{i-1}R_{i}}, \quad (6.106)$$

$$\zeta_i = \alpha_i \zeta_{i+1} + \beta_i. \tag{6.107}$$

Рівняння (6.106) описують прямий прогін, а (6.107) - зворотну. За знайденим значенням  $\zeta_i$  роблять перерахування невідомих величин. Поля, отримані після кожного етапу є початковими для наступних.

Рівняння (6.90) розв'язуються з використанням розкладання по власних функціях плоского оператора Лапласа та прогоном по вертикалі [81, 84]. Згадана вище двохциклічна схема розщеплення із симметризацією може бути умовно представлена в такий спосіб:

#### $ZXYYXZ - PEЛ' C \Phi - A ДАПТАЦІЯ + ДИНАМІКА - PEЛ' C \Phi - ZXYYXZ,$

де X, Y, Z - підетапи, що включають перенос та турбулентний обмін уздовж вісей x, y та z. З іншого боку, на кожному часовому кроці підготовчими етапами можна вважати визначення температури та вологості на підстильній поверхні, а також вертикальні турбулентні потоки.

### 7 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ ТА СИНОПТИЧНА ОБСТАНОВКА В ПЕРІОД ЧИСЕЛЬНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

# 7.1 Фізико-географічні особливості північно-західного причорноморського регіону

Північно-західний причорноморський регіон, який охоплює майже всю Одеську область, знаходиться, якщо розглядати в межах фізико-географічного районування, в північно-степовій підзоні степової природної зони на Причорноморській низовині, яка є частиною Східноєвропейської фізикогеографічної країни.

Розташований на південному заході України. На півдні омивається водами Чорного моря. Площа 33,3 тис. км<sup>2</sup>.

Більшу частину займає Причорноморська низовина, на півночі заходять відроги Придніпровської і Подільської височин, на південному заході — Центрально-молдовської рівнини. На узбережжі Чорного моря — коси, лимани.

Поверхня території переважно рівнинна, з нахилом з північного заходу на південний схід до узбережжя Чорного моря. Разом з тим, рівнина у багатьох містах пересічена глибокими долинами річок, ярами і балками, особливо в межах відрогів Подільської височини. Північна частина області розташована в лісостеповій, а південна — у степній зоні.

Область бідна на корисні копалини. Є невеликі поклади бурого вугілля, калійна сіль, графіти, будівельні матеріали (пісок, глина, вапняки, граніти), а також мінеральні джерела і лікувальні грязі. Останнім часом виявлено золото (Майське родовище).

Клімат помірно континентальний. Зима м'яка, малосніжна, з відлигами. Літо жарке і сухе. Середня температура січня -1,8...-5,0 °С, липня +21,0. +22,9 °С. Середньорічна температура коливається від 8,2 С на півночі до 10,8 С — на півдні. Тривалість вегетаційного періоду від 180 до 210 діб. Опадів 380—500
мм на рік, переважно в теплий період року. Бувають посухи, суховії, пилові бурі.

Переважають чорноземні ґрунти: типові, звичайні і південні, а також темно-каштанові солонцюваті. Область лежить у лісостеповій і степовій зонах. Лісів дуже мало. Майже вся територія області розорана. В районі Дунаю знаходиться Дунайський біосферний заповідник.

Річкова мережа області належить до басейнів Дунаю, Дністера, Південного Бугу та безпосередньо Чорного моря. На території області налічується близько 200 річок довжиною більш, ніж 10 км, велика кількість з яких влітку пересихає.

Найбільші річки: Дунай (із Кілійським гирлом), Дністер (із притокою Кучурган), Кодима, Саврань (притока Південного Бугу), Тилігул. Великі річки мають важливе значення для судноплавства, зрошення, вироблення електроенергії.

У приморській смузі розташовано багато прісноводних озер: Кагул, Ялпуг, Катлабух та солоноводних (Сасик, Шагани, Алібей, Бурнас). Також на узбережжі Чорного моря розташовано ряд лиманів, повністю або частково відгороджених від моря пересипами, найбільші з яких — Хаджибейський, Куяльницький та Тилігульський.

Довжина морських і лиманних узбереж Одеської області від гирла річки Дунай до Тилігульского лиману сягає 300 км.

## 7.2 Спеціалізований архів, призначений для перевірки працездатності регіональної мезомасштабної моделі

Опис спеціалізованого архіву, який наведено нижче, повністю узятий з [93]. На жаль із-за трагічної гибелі доцента, кандидата фізикоматематичних наук Казакова Олександра Леонідовича, використаний в цій

роботі архів так і не було в повній мірі застосовано для перевірки роботи описаної вище моделі, що й зроблено в цій роботі.

Ускладнення і збагачення фізичного опису атмосферних процесів, включаючи процеси підсіткового масштабу, головними з яких є процеси взаємодії атмосфери з підстильної поверхнею, що відбуваються В граничному шарі, вимагають залучення обширної гідрометеорологічної інформації. Така комплексність інформації дозволить більш менш об'єктивніше судити про придатність прогностичної моделі, про переваги та підсіткового недоліки використаних схем параметризації процесів масштабу, а також зробити вибір оптимальних схем.

У минулому, для випробування, наприклад, прогностичних квазігеострофічних схем, вимоги до видів і гідрометеорологічної інформації були вельми обмежені: поля приземного тиску і висот основних ізобаричних поверхонь. З розвитком чисельних моделей і обчислювальних технологій значно зріс обчислень і спектр запрошуваної інформації. Показовим у зв'язку з цим є пакет графічної обробки та візуалізації результатів розрахунків, спеціально розроблений і пропонований користувачам мезомасштабної (регіональною) моделі ММ5.

Введення в практику прогностичних підрозділів моделі ММ5 на Україні (в УкрГМЦ, ГМЦ ЧАМ та інших підрозділах) ставить питання про оцінку адекватності прогностичних полів, що розраховуються, шляхом їх порівняння даними спостережень. Вибір і підготовка відповідної гідрометеорологічної інформації є, на нашу думку, відповідальним кроком. Досвід попередніх оперативних випробувань, зокрема, схем локального прогнозу погоди показав, що результати випробувань істотно залежать від сезону, для якого проводяться такі випробування. Очевидно, що перехідні і зимові сезони вимагають особливої уваги, більшого і різноманітності даних спостережень складності процесів, що відбуваються, як в атмосфері, так і на межі з підстильною поверхнею, усередині водоймища або грунту в ці періоди. Ми вирішили на першому етапі випробування прогностичної моделі для причорноморського регіону зосередити увагу на весняному періоді. Тому був обраний травень місяць, в якому має місце велика різноманітність синоптичних процесів. Основний випробувальний період зосереджений з 11 по 29 травня 1992 р. в Одеському регіоні і північно-західній частині Чорного моря. Інша обставина, що зумовила свого часу цей вибір, було бажання скористатися найбільшим інформації, особливо в плані різноманітності. На жаль, деякі види інформації виявилися безповоротно втраченими або відсутніми. Так, до моменту збору інформації, дані кулепілотних спостережень виявилися знищеними, а в подальшому взагалі спостереження були такі припинені на АМСЦ. Спостереження за допомогою метеорологічного радіолокатора типу МРЛ в районі Одеси не проводилися з причини пожежі, що відбулася, і не установки нового локатора. Більш детально про склад архіву і зібраної інформації буде описано нижче. Зараз ми перейдемо до важливої складової будь-якого порівняння розрахованих і фактичних даних – огляду синоптичних процесів, що відбулися за обраний період.

#### 7.2.1 Огляд синоптичних процесів за період з 10 по 30 травня 1992 р.

З 10 по 30 травня 1992 р. в Атлантико-Європейскому секторі добре простежується три синоптичних періоду. Перший період триває з 10 по 16 травня, другий - з 17 по 19, і третій - з 20 по 30. (Метеорологічні поля на середину кожного з цих періодів наведені на рис.7.1 та 7.2. Наведення більшого обєму карт значно підвищило б об'єм рукопису, тому ми обмежились лише таким графічним матеріалом.)

10 травня в середній тропосфері спостерігався змішаний тип циркуляції при західному і східному положенні гребеня. Барична улоговина була орієнтована з Нової Землі на Україну. Характерна ізогипса для AT-500 «552» проходила через центральні райони Атлантики, Францію, Німеччину, північно-західні райони Росії і меридіонально йшла на північний схід. На AT-

500 видно струменева течія, на АТ-700 – висотна фронтальна зона (ВФЗ) в смузі 60° та 40° пн.ш.

Висотному баричному гребеню відповідає антициклон над західною Атлантикою з гребенем, орієнтованим на схід, максимальний тиск у центрі -1025 гПа.

Висотній баричній улоговині відповідає циклон на північ від Скандинавії з мінімальним тиском в центрі 985 гПа, обкреслений п'ятю замкнутими ізобарами. Це термічно неоднорідна баричне утворення. На карті AT-500 видно явно виражений осередок холоду, який знаходиться на північний захід від центру циклону. Даний циклон і вторгнення холоду мають вплив на погоду в Одесі.

11 травня в середній тропосфері над півднем Великобританії і над Францією продолжувалось поглиблення баричної улоговини, тобто опускання характерної ізогипси на південь, що обумовило проникнення холоду з північних районів Атлантики на центральні і північні райони Іспанії та Франції. В проникнення холодного повітря на південь зростає гребінь тепла над центральною Європою. У зв'язку з цим конфігурація ВФЗ змінюється набільш меридіональний тип. На райони Франції і Іспанії проникає прохолодніше повітря з півночі Атлантики, що у землі призводить до поглиблення циклону на північ від Скандинавії, який простежується на всіх висотах. Через 12 годин мало місце подальше проникнення холодної повітряної маси. У землі циклон починає рухатись на схід. Над районами Одеської області і Чорного моря зона підвищеного тиску (вплив антициклону над Азорськими островами обумовлює зону підвищеного тиску в смузі 50-60° пн.ш.).

12 травня поглибилася улоговина, яка простежувалася над північними районами Іспанії і Франції, за добу вона змістилася на 400 км і простежується над центральними районами Європи і Балтії, північними





13 (а) і 18 (б) травня 1992 р.



Рисунок 7.2 - Поля приземного тиску та АТ-500 за 00 ГСЧ 25 травня 1992 р.

районами Італії. Циклон змістився за добу на північ Великобританії. У тил циклону почала заходити холодна повітряна маса з Гренландії, Атлантики.

Отже, ВΦЗ має більш меридіональну конфігурацію. Улоговина зміщуватиметься на схід. Зберігається поле підвищеного тиску в смузі 40-60° пн.ш. За 12 годин циклон зміщується на північ Скандинавії. На АТ-500 чітко видно меридіонально зігнута ізогипса, що призводить до меридіонального проникнення холоду до районів центральної Росії. Вузькопрофільна улоговина спостерігається в тилу циклону з центром над Норвезьким морем. Циклон з мінімальним тиском 990 гПа зміщується на схід. Спостерігаємо дві замкнутих ізогипси над центральною Європою. Антициклон з максимальним тиском в центрі 1025 гПа по провідному потоку

буде зміщуватися до південному сходу. Циклон з центром над Норвезьким морем зміщуватиметься до північних районів Балтії.

13 травня відбувалося подальше проникнення холоду на центральні і південні райони Атлантики. Зберігається меридіональна конфігурація ізогипси «552». Циклон почав заповнюватися (тиск підвищився до 1000 гПа), він почав зміщуватися на схід. Антициклон над центральною Європою не змінив свого положення, на висотах йому відповідав баричний гребінь. На АТ-500 видно, що антициклону у землі відповідає високого тиску на висотах (замкнута «584» ізогипса). Винесення тепла з районів півдня Атлантики і вторгнення холоду з Гренландії створили сприятливі умови над центральною Атлантикою для циклогенезу. За 12 годин могутня адвекція тепла в передній частині і вторгнення холоду в тилу створили термобаричні умови для розвитку циклону з мінімальним тиском 995 гПа (тож маємо поглиблення циклону). Антициклон над Європою з максимальним тиском в центрі 1030 гПа поступово зміщується на схід, на АТ-500 йому відповідає висотний підвищеного тиску («584» ізогипса). У середній тропосфері зберігається меридіональність, тобто характерна ізогипса має яскраво меридіональну складову.

14 травня в середній тропосфері на АТ-500 спостерігається зростання гребеня до районів Скандинавії. Отже, антициклон свою конфігурацію (простежується над центральною і північною Європою). Блокуючий антициклон не дозволяє порушити меридіональність. Циклон з центрі 995 гПа стаціонює. мінімальним тиском в Над районом Великобританії і Скандинавії - зона взаємодії циклону і антициклону, тобто штормова Гребінь витягнувся Скандинавію. У зона. на термобаричному полі зберігається обширний і могутній гребінь. «552» ізогипса опускається на південні райони Атлантики і піднімається на північні райони Скандинавії. У висотному гребені спостерігається замкнута ізогипса. Антициклон з максимальним тиском в центрі 1025 гПа визначає погоду над Європою. За 12 годин у баричному полі «584» ізогипса підвелася над

північною Європою. Східна улоговина, яка орієнтована з Нової Землі, проникає на східні райони Росії. При двосторонній адвекції над країнами Балтії створюються умови для посилення антициклону.

15 травня спостерегається зростання тиску в центрі антициклону до 1035 гПа, створилися три замкнуті ізобари і продовжується проникнення в передню частину холоду з Нової Землі. Блокуючий антициклон над Балтією блокує рух циклонів і вони йдуть по більш північнішій траєкторії. Холод з Нової Землі проник до районів північного заходу Чорного моря, Азовського моря, сходу України. За 12 годин у середній тропосфері двосторонньою адвекцією тепла ізолюється холод над центральною Атлантикою. Другий холоду спостерігається над Україною. Основне надходження холоду з Нової Землі вже перекрите. Всі райони України знаходяться під впливом холодної повітряної маси. У землі баричному гребеню відповідає антициклон з максимальним тиском в центрі 1035 гПа, він займає всю Європу і європейську частину Росії. На північ від 60° пн.ш. спостерігається циклон над островами Шпіцберген, траєкторія руху якого йде далі півноч.

16 травня в термобаричному полі перекрито надходження холодної повітряної маси з північних районів двосторонньою адвекцією тепла. Над східною Україною спостерігається ос холоду. У землі циклонична діяльність відбувається на північ від 70° пн.ш. На європейську частину Росії і Європу чинить вплив антициклон з центром над Великобританією і максимальним тиском в центрі 1035 гПа. Подинокий антициклон над Польщею з максимальним тиском в центрі 1030 гПа. Райони України знаходяться під повітряної найближчу холодної маси, добу впливом яка В трансформуватиметься.

З 17 травня в середній тропосфері спостерігається зональний тип циркуляції. При такому характерна циклонична діяльність на північ від 60° пн.ш. (могутній циклон над північчю Нової Землі з мінімальним тиском в центрі 985 гПа); у смузі 40-60° пн.ш. спостерігається общирне за площею поле високого тиску з окремими ядрами (могутній антициклон з максимальним

тиском в центрах 1035, 1030 гПа і відрогом на схід Росії). У тиловій частині циклону, обкресленого двома замкнутими ізобарами з мінімальним тиском в центі 1005 гПа, проникає холод зі Скандинавії на центральні райони Росії та Європи. При взаємодії з могутнім антициклоном з максимальним тиском в центрі 1035 гПа виходить штормова зона. Радіаційне і вторгнення холоду дають похолодання (паморозки) в Одесі.

18-19 травня простежується західний тип циркуляції, бо немає явної меридіональності. На південь від 40° пн.ш. спостерігається циклонична депресія. Антициклон з максимальним тиском в центрі 1030 гПа зміщується на схід і за три дні руйнується, що говорить про початок нового синоптичного періоду.

20 травня в середній тропосфері по АТ-500 спостерігається меридіональний тип циркуляції при західному положенні висотного гребеня. При такій ситуації гребінь займає практично всю Європу до Скандинавії. Вісь проходить через Африку, Іспанію, Францію, Великобританію. Ультраполярная вісь баричної улоговини до України. Характерна ізогипса «552» меридіонально огинає Гренландію, через Ісландію, північні райони Атлантики опускається на центральні райони Росії до районів Каспія. Вісь улоговини з районів Білого моря орієнтована меридіонально на південь. При такому типі циркуляції спостерігається поле підвищеного тиску, який займає всю Європу.

21 травня термобаричне поле має вигляд: улоговина з Гренландії, улоговина з Нової Землі. Огинаючи улоговину холоду і гребінь тепла, ВФЗ має меридіональність при західному положенні східного гребеня. У землі циклон з мінімальним тиском 1010 гПа зміщуватиметься на Каспій. Решту території займає поле підвищеного тиску. Антициклон над Великобританією з максимальним тиском в центрі 1025 гПа зміщуватиметься на Скандинавію. За 12 годин циклон змістився і знаходиться на північ від Каспія. Антициклон над Кольським півостровом зміщуватиметься на південний схід.

21 травня східна Росія і Україна п під впливом улоговини холоду. Ще одна улоговина знаходиться над Гренландією. У землі почав розвиватися циклон з мінімальним тиском в центрі 1005 гПа. Циклони на північ від 70-ої паралелі мають північні траєкторії і не мають впливу на Європу. Антициклон з максимальним тиском в центрі 1025 гПа знаходиться над Кольським півостровом; циклон з мінімальним тиском в центрі 1010 гПа - над Каспієм. Адвекция холоду з Нової Землі і адвекція тепла над Великобританією створюють сприятливі умови для посилення антициклону над Кольським півостровом. За 12 годин у землі антициклон з максимальним тискомв центрі 1030 обкреслений ізобарами, гПа, двома замкнутими посилився зміщуватиметься на південний схід. Циклон над Шпіцбергеном з мінімальним тиском в центрі 995 гПа, обкреслений трьома замкнутими ізобарами, зміщується по північній траєкторії. Європа і європейська частина Росії знаходяться під впливом цього антициклону. Райони України знаходяться під впливом холодної повітряної маси.

23 травня вісь улоговини трансформується і зменшується за площею за рахунок двосторонньої адвекції тепла. У землі над Московською областю знаходиться антициклон з максимальним тиском в центрі 1030 гПа. Над центральною Атлантикою проникнення холоду з Гренландії і винесення тепла з Африки створюють умови для виникнення могутнього циклону з мінімальним тиском в центрі 970 гПа. Осередок холоду з півночі Росії продовжує спостерігатися над східними районами України. Винесення тепла з Малої Азії створює умови для виникнення молодого циклону.

24 травня загальне поле підвищеного тиску. Антициклон над Скандинавією з максимальним тиском в центрі 1025 гПа зміщується на схід. Над досліджуваними районами спостерігається ізольований осередок холоду, який трансформуватиметься. Двостороння адвекція оказує вплив на формування часткового циклону з мінімальним тиском в центрі 1010 гПа.

25-26 травня в смузі 40-45° пн.ш. простежується циклонична діяльність. При даній ситуації вище за 50° пн.ш. спостерігається блокуючий антициклон, з

максимальним тиском в центрі 1030 гПа. Подібна ситуація до опадів у вигляді дощу або снігу.

27 травня спостережуваний могутній антициклон з максимальним тиском в центрі 1020 гПа, перекриває надходження холоду з півночі. Осхолоду трансформується.

28-29 травня відбувається перебудова термобаричного поля на зональний тип циркуляції. Простежується Канадський мінімум - 1000 гПа. Над Чорним морем - депресія.

30 травня антициклон руйнується. Одеса починає знаходитися в малоградієнтному полі підвищеного тиску.

#### 7.2.2 Структура спеціалізованого архіву

Для використання мезомасштабної моделі WRF на етапі її апробації необхідно створити спеціалізований архів даних. Даний архів складається з 12 блоків. Розглянемо короткий опис кожного з них та назвемо мету, з якою він створений.

БЛОК 1: Карти	приземного та висотного	полів	ре-аналізу
---------------	-------------------------	-------	------------

Поверхня	Терм	Величини
Земля+АТ-500	00,	Р(гПа), Н500
АТ-850 гПа	00,	H850 (гпдм),
АТ-700 гПа	00,	H700 (гпдм), R700
АТ-500 гПа	00,	H500 (гпдм),

Дана інформація необхідна для підготовки вичерпного опису синоптичних процесів, що відбувалися в даний період. При написанні синоптичного огляду, що наведений вище, ми використовували ці поля.

#### БЛОК 2: Синоптичний аналіз по висотах

Цей вид інформації міг бути використаний в двох напрямках. Поперше, як джерело опису та уточнення синоптичних процесів по висотах на півдні території колишнього СРСР. По-друге, для фактичних значень метеорологічних величин. Останні цінні не для того, щоб в подальшому порівняти розраховані і зміряні значення основних метеорологічних величин в «материнській» області моделі, але і для обчислення градієнтів «фонових» величин (поза граничного шару, без впливу підстильної поверхні) або завдання їх часових змін в моделі. Для цього використовувалися карти ізобаричних поверхонь в терміни 00 та 12 СГЧ. З цих карт знімалися значення висоти ізобаричної поверхні (гпм), температури повітря та дефіциту точки роси (°С) у пунктах зондування. Якщо карта була з дефектом (у той час ще використовувалися лише факсимільні карти), то з неї знімалися всі «уцілілі» значення. Інформація заносилася у комп'ютер у вигляді матриці, рядки якої були значення метеорологічних величин за конкретний термін обраного стовпці - станції. Район з інформацією був обмежений пріоду. а координатами: 14 - 48° сх.д. та 35 - 54° пн.ш. У таблиці 7.1 наведений список аерологічних станцій, для яких були зняті дані.

#### БЛОК 3: Приземний синоптичний аналіз

Цей вид інформації був підрозділений залежно від використаних карт: а) перший природно-синоптичний район, обмежений 1 ПСР, б) Азово-Чорноморський басейн. Основу отримання інформації для першого району склали карти приземного аналізу Москви, для другого - карти Києва.

Цей вид інформації, також як і попереднього блоку, міг бути використаний в двох напрямах. По-перше, як джерело опису синоптичних процесів на півдні території колишнього СРСР. По-друге, для набуття

фактичних значень метеорологічних величин. Останні необхідні для того, щоб в подальшому порівняти розраховані і значення основних метеорологічних величин в «материнській» області моделі. Відмітимо, що значення метеорологічних величин, які передаються з материнської області в «дочерню» як початкові поля або як граничні можуть задаватися або за даними ре-аналізу, або з полів, отриманих шляхом інтерполяції фактичної інформації на станціях.

З цих карт знімалися значення приведеного до рівня моря атмосферного тиску (Р—1000, гПа), температур повітря і точки роси (°С). Для бракованої карти знімалася всі «уцілілі» значення. Інформація заносилася у вигляді матриці, рядки якої були значення метеорологічних величин за конкретний термін за весь розглянутий період, а стовпці - станції. Район з інформацією був обмежений координатами: 14 - 48° сх.д. та 37 - 55° пн.ш. У таблицях 7.2, 7.3 наведені списки метеорологічних станцій, по яких були зняті дані, а в таблиці 7.4 строки по яких були оброблені карти.

На рис. 7.3 наведене наочне географічне положення станцій Азово-Чорноморського басейну і прилеглих територій, для яких були зняті значення метеорологічних величин з кільцевих карт (рис. 7.3 а), а також їх висот над рівнем моря (рис. 7.3 б).

## БЛОК 4: Дані спостережень станцій в північно-західній частині Чорного моря

Ці дані є основою для порівняння стану природного середовища в північно-західній частині Чорного моря і північному Причорномор'ї.

А) Суходільні;





Довгота, <sup>0</sup>



(б)



Рисунок 7.3 – Географічне розташування станцій Азово-Чорноморського басейну і прилеглих територій, для яких були зняті значення метеорологічних величин з кільцевих карт (а), а також їх висот над рівнем моря (б). Область, окреслена синім, означає розрахункову область, яка використовується в моделі.

Номер станції	Назва станції	Широта	Довгота	Висота над р.м.
11035	Відень	48° 15'	16° 22 '	209
11520	Прага	50° 00'	14° 27'	304
11952	Попрад	49° 02'	20° 19'	706
12374	Варшава	52° 24'	20° 58'	107
12843	Будапешт	47° 26'	19° 11'	139
12982	Сегед	46° 15'	20° 06'	83
13275	Бєлград	44° 47'	20° 32'	243
15120	Клуж	46° 47'	23° 34'	413
15420	Бухарест	44° 30'	26° 08'	91
15480	Констанца	44° 13'	28° 38'	13
15614	Софія	42° 39'	23° 23'	595
16320	Бріндізі	40° 39'	17° 57'	140
16716	Афіни	37° 54'	23° 44'	15
17030	Самсун	41° 17'	36° 02'	4
17062	Стамбул	40° 58'	29° 05'	40
17130	Анкара	39° 57'	32° 53'	892
17220	Ізмір	38° 26'	27° 10'	25
17240	Испарта	37° 45'	30° 33'	997
17280	Діярбакир	37° 53'	40° 11'	677
26850	Мінськ	53° 52'	27° 32'	234
27747	Тамбов	52° 44'	41° 28'	139
33008	Брест	52° 07'	23° 41'	144
33041	Гомель	52° 27'	31° 00'	139
33317	Шепетівка	50° 10'	27° 03'	261
33345	Київ	50° 24'	30° 27'	179
33393	Львів	49° 49'	23° 57'	325
33631	Ужгород	48° 38'	22° 16'	118
33658	Чернівці	48° 16'	25° 58'	240
33815	Кишинів	47° 01'	28° 52'	95
33837	Одеса	46° 29'	30° 38'	64
33946	Сімферополь	45° 01'	33° 59'	205
34009	Курськ	51° 39'	36°11'	167
34122	Вороніж	51° 42'	39° 10'	164
34172	Саратов	51° 34'	46° 02'	156
34300	Харків	49° 56'	36° 17'	152
34560	Волгоград	48° 41'	44° 21'	145

Таблица 7.1 Список аерологічних станцій.

34601	Кривий Ріг	47°	56'	33°	24'	56
34731	Ростов на Доні	47°	15'	39°	49'	77
34858	Дивне	45°	55'	43°	11'	77
34880	Астрахань	46°	16'	48°	02'	18
37018	Туапсе	44°	06'	39°	04'	-
37054	Мінводи	44°	13'	43°	06'	314
37260	Сухумі	42°	52'	41°	08'	13
37549	Тбілісі	41°	41'	44°	57'	490
37989	Ленкорань	38°	44'	48°	50'	11

Таблиця 7.2 Список станцій 1-го ПСР, для яких були зняті значення метеорологічних величин.

Номер	Назва станції	Широта	Довгота	Висота над ур.м.
станції				
11035	Відень	48° 15'	16° 22 ′	209
11520	Прага	50° 00'	14° 27'	304
11782	Острава	49° 41'	18° 07'	256
12330	Познань	52° 25'	16° 50'	92
12374	Варшава	52° 24'	20° 58'	107
12843	Будапешт	47° 26'	19° 114'	139
13275	Бєлград	20° 32'	243	
13462	Тітоград	42° 22'	19° 15'	33
15120	Клуж	23° 34'	413	
15150	Бакеу	26° 59'	190	
15420	Бухарест	44° 30'	26° 08'	91
15614	Софія	42° 39'	23° 23'	595
15730	Кирджалі	41° 39'	25° 22'	331
16320	Бріндізі	40° 39'	17° 57'	10
16622	Салоніки	40° 31'	22° 58'	4
16716	Афіни	37° 54'	23° 44'	15
16754	Геракліон	35° 20'	25° 11'	39

17030	Самсун	41° 1	7'	36° 02'	4
17038	Трабзон	41° 0	0'	39° 43'	30
17062	Стамбул	40° 5	8'	29° 05'	40
17130	Анкара	39° 5	7'	32° 53'	892
7240	Испарта	37° 4	5'	30° 33'	997
17280	Діярбакир	37°5	3'	40° 11'	677
17352	Адана	36° 5	9'	35° I'	20
26850	Мінськ	53° 5	2'	27° 32'	234
27703	Калуга	54° 3	4'	36° 22'	201
27747	Тамбов	52° 4	4'	41° 28'	139
27906	Орел	53° 0	0'	36° 02'	203
27962	Пенза	53°	08'	45° 01'	174
33019	Пінськ	52°	07'	26° 08'	144
33041	Гомель	52°	27'	31° 00'	139
33317	Шепетовка	50°	10'	27° 03'	261
33345	Київ	50°	24'	20° 27'	179
33587	Умань	48°	46'	30° 14'	216
33631	Ужгород	48°	38'	22° 16'	118
33658	Чернівці	48°	16'	25° 58'	240
33837	Одеса	46°	29'	30° 38'	64
33946	Сімферополь	45°	01'	33° 59'	205
34009	Курськ	51°	39'	36° 11'	167
34122	Вороніж	51°	42'	39° 10'	164
34172	Саратов	51°	34'	46° 02'	156
34300	Харків	49°	56'	36° 17'	152
34504	Запоріжжя	48°	37'	35° 08'	142
34560	Волгоград	48°	41'	44° 21'	145
34731	Ростов на Доні	47°	15'	39° 49'	77
34858	Чудове	45°	55'	43° 21'	77
37018	Туапсе	44°	06'	39° 04'	-

Продовження табл.7.2

						родовжения таозит
37054	Мінводи	44°	13'	43°	06'	314
37260	Сухумі	42°	52'	41°	08'	13
-	Махачкала	43°	02'	47°	43'	-
37549	Тбілісі	41°	41'	44°	57'	490
37789	Єреван	40°	08'	44°	28'	907

\* Поля приземного тиску, температури повітря та точки роси на висоті 2 м, а також масової частки водяної пари, знятих на станціях 1-го ПСР в період з 12 год 12 травня 1992 року до 12 год 15 травня 1992 року наведені у додатку В.

Таблиця 7.3 Список станцій Азово-Чорноморського басейну і прилеглих територій, для яких були зняті значення метеорологічних величин з кільцевих карт.

Номер станції	Назва станції	Широта	Довгота	Висота над ур.м.	
15150	Бакеу	46° 35'	26° 59'	190	
15350	Бузеу	45° 09'	26° 49'	96	
15420	Бухарест	44° 30'	26° 08'	91	
15360	Суліна	45° 09'	29° 40'	9	
15480	Констанца	44° 13'	28° 38'	13	
15499	Мангаліа	43° 49'	28° 35'	6	
-	Варна	43° 12'	27° 55'	-	
15655	Бургас	42° 29'	27° 29'	28	
15640	Слівен	42° 40'	26° 19'	257	
17050	Едірне	Едірне 41° 40' 26° 34'			
17116	Бурса	29° 04'	101		
17062	Стамбул	40° 58'	29° 05'	40	
17067	Голкук	40° 43'	29° 49'	18	
17022	Зонгулдак	41° 27'	31° 48'	136	
17130	Анкара	39° 57'	32° 53'	892	
17024	Інеболу	41° 59'	33° 47'	64	
17026	Синоп	42° 02'	35° 02'	32	
17082	Мерзіфон	40° 51'	35° 35'	545	
17030	Самсун	41° 17'	36° 02'	4	
17038	Трабзон	41° 00'	30		

## Продовження табл.7.3

33837	Одеса	46° 29'	30° 38'	64
33883	Комрат	46° 18'	28° 40'	111
33777	Вознесенськ	47° 34'	31° 20'	33
33846	Миколаїв	46° 58'	31° 58'	52
33869	Каховка	46° 48'	33°31'	37
33910	Генічеськ	46° 10'	34° 49'	15
34609	Кирилівка	47° 20'	36° 20'	222
34708	Ботево	46° 41'	35 <sup>e</sup> 51'	25
34712	Маріуполь	47° 04'	37° 30'	8
34747	Цілинне	46° 33'	41° 03'	112
34731	Ростов на Доні	47° 15'	39° 49'	77
34824	Приморсько-	46° 02'	38° 09'	5
	Ахтарськ			
34838	Тіхорецк	45°51'	40° 05'	79
34929	Краснодар	45° 02'	39° 09'	33
37001	Анапа	44° 54'	37° 18'	6
37018	Туапсе	44° 06'	39° 04'	-
37395	Кутаїси	42° 16'	42° 38'	116
37260	Сухумі	42° 52'	41° 08'	13
37549	Тбілісі	41° 41'	44° 57'	490
37789	Єреван	40° 08'	44° 28'	907
33924	Чорноморське	45° 31'	32° 42'	6
33946	Сімферополь	45° 01'	33° 59'	205
33998	Севастополь	44° 36'	33° 35'	-
33990	Ялта	44° 30'	34° 10'	14
33976	Феодосія	45° 02'	35° 23'	26
33983	Керч	45° 22'	36° 26'	33
L	i		1	

СЧ	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	Приземний аналіз																		
00	+		+	+	+	+	+	+	Ŧ	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
06	+		+	+	+	+	+	+	+	+	Ŧ	+	+	+	+	+	+	+	-
12	+	+	+	+	+	б	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+
18	+	-	+	+	+	+	+	+	÷	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+
								К	ільц	івка		-						1	
00	-	+	+	+	+	б	+	б	Ŧ	+	+	+	+	б	-	+	+	+	+
03	-	+	+	б	б	б	+	б	÷	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-
06	-	+	+	б	б	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-
15	-	+	+	-	б	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
18	-	+	+	+	б	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Таблиця 7.4 Список оброблених карт в травні 1992 р.

Пояснення: «-» - відсутність карт, «б» - брак факсимільних карт

Дані строкових спостережень на станціях Одеської, Миколаївської і Херсонської областей, занесені в ПК за даними книжок КМ-1 (табл.7.5).

Б) Морські.

Інформація з цих станцій має подвійне призначення. З одного боку, порівняння 3 вона може служити для розрахованими значеннями метеорологічних величин. При цьому, враховуючи складні орографічні умови, в яких розташовані ці станції, дані ці унікальні. Але при цьому очевидно, що повного збігу в розрахованих і значеннях, особливо характеристик вітру, навряд чи вдасться досягти, маючи на увазі обмеження в розділенні чисельної моделі, тобто існуванні так званої помилки репрезентативності. З іншого боку, дані по морській гідрології можуть виявитися важливими при використанні чисельних моделей для акваторії північно-західної частини Чорного та Азовського Морів, а також чисельних моделей взаємодіючих шарів атмосфера-шельфова зона моря.

Назви станцій	Термін	Величини
Білгород Дністровський	0,3,6,9,	Бали загальної і нижньої
Бехтери, Болград	12,15,	хмарності, форми хмар, висота
Вилкове, Очаків	18,21	нижньої границі хмар нижнього
		ярусу, погода в строк і між
Одеса-обсерваторія,		строками (КН-01), повітря, напрям
Сарата, Роздільна, Сербка,		та швидкість вітру, тиск на рівні
Хорли		станції і моря,
1		опади, вид метеорологічного
		явища,
		час його початку і скінчення,
		температури на поверхні грунту,
		екстремальне значення
		температури на
		поверхні грунту. Останні дві –
		тільки для станцій на суходолі.

Таблиця 7.5 Дані строкових спостережень

По-перше, це строкові дані по трьом одеським портам (Одеса-порт, порт Ілічівськ, порт Південний, поромна переправа), отримані по зведеннях «море» кожні три години, що включають бал загальної та нижньої хмарності (КН-01), напрям (десятки градусів) і швидкість вітру, температура повітря і точки роси, тиск на рівні моря (Р-1000, гПа), температура води, рівень моря (см) (у Ілічівську 3, 9. 15 і 21 година), солоність морської води (‰) (за 9 та 15 годин). Для паромної переправи були зібрані дані характеристик вітру і рівня моря кожні три години. Графічне зображення часової поведінки строкових даних на вищевказаних станціях наведена в додатку Г. Крім того, графічно візуалізована часова поведінка атмосферного тиску, температур повітря на рівні 2 м та поверхні суші, парціального тиску водяної пари, швидкості та напрямку вітру, балів загальної хмарності та хмарності нижнього рівня, отриманих в результаті строкових спострежень на станціях Одеса-Обсерваторія та Роздільна в період чисельного інтегрування (12-14 травня 1992 р.), що міститься в додатку Д.

По-друге, це дані в світлий час доби з морських станцій і постів уздовж північно-західного узбережжя Чорного моря. Відомості про зібрану

по ним інформації наведені в таблиці 7.6. Відзначимо істотну нерегулярність надходження інформації (простіше - її відсутність) з постів Усть-Дунайськ, Царградське гирло і Тарханкут.

Назва станції	терміни	Величини
Усть-	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
Дунайськ		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Приморський	9,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень морить, напрям брижі, висота і
		період вітрових хвиль
Царградське	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
гирло		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Білгород	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
Дністровський		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Очаків	9,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Миколаїв	9,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень моря
Херсон	9,21	рівень річки
Хорли	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Чорноморське	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль
Тарханкут	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, напрям брижі, висота і період вітровых
		ХВИЛЬ
Євпаторія	9,15,21	напрям і швидкість вітру, температура води і
		повітря, рівень моря, напрям брижі, висота і період
		вітрових хвиль

Таблиця 7.6 Дані в світлий час доби з морських станцій і постів.

По-третє, дані зі станцій узбережжя Криму, Азовського моря і Кавказу держав СНД, отримані з використанням зведень «Море» (табл.7.7).

У четвертих, дані із зарубіжних морських станцій, які були зняті з кільцевих карт (табл.7.7).

	D' '	• •	••
Таблиця /./	Відомості про	використані дані морських	станции.

Назва станцій СНД	строки	Величини				
Севастополь, Ялта, Алушта, Феодосія,	3,9,15	напрям та швидкість вітру,				
Керчь, Опасне, Мисове, Генічеськ,		температура води та				
Бердянськ, Маріуполь, Таганрог, Єйськ,		повітря				
Должанська, Приморсько-Ахтарськ,						
Темрюк, Тамань, Анапа, Новоросійськ,						
Геленжик, Туапсе, Сочі, Гагри, Сухумі,						
Очамчірі, Кобулеті, Батумі						
Назва зарубіжних станцій	строки	Величини				
Суліна, Констанца, Мангалія, Варна,	3,9,15	напрям та швидкість вітру,				
Бургаз, Зонгулдак, Інеболу, Самсун,		температура повітря, тиск				
Трабзон		на рівні моря і барична				
		тенденція				

#### В) АМСЦ

Найбільш докладна інформація про часову мінливість метеорологічних величин і явища, що спостерігалися, міститься в щоденниках погоди два АМСЦ: Одеса-аеропорт Центральний та Миколаїв. Відомості про види інформації, що є по цих станціях містяться в таблиці 7.8. Графічне зображення часової поведінки строкових даних на АМСЦ наведена в додатку Г.

### БЛОК 5: Дані радіозондування

Нам виявилися доступними дані радіозондування за два строки (00 і 12 СГЧ) трьох аерологічних станцій регіону: Одеса-обсерваторія, Кишинів та Сімферополь. Перші були переписані з даних таблиць ТАЕ-3, в яких результати зондування розташовуються зі зростанням висоти вимірювання

N⁰	Найменування	Розмірність
п/п		
1	Напрям вітру	Градуси
2	Швидкість вітру	M/c
3	Дальність видимості	Μ
4	Загальна хмарність	Бал
5	Нижня хмарність	Бал
6	Нижня границя хмар (вимірювання)	Μ
7	Температура повітря	° C
8	Температура точки роси	° C
9	Відносна вологість повітря	%
10	Тиск водяної пари	гПа
11	Тиск на рівні моря	гПа
12	Верхня границя хмар	М
13	Вид метеорологічного явища	KH-01
14	Час початку і закінчення явища	Год., хв.
15	Примітки	Повідомлення екіпажів літаків
		про явища і візуальні
		спостереження конвективних
		хмар

до висоти 6 км і включають дані зі стандартних ізобаричних поверхонь, стандартних висот над поверхнею землі та рівнем моря, особливих точок по температурі і вологості, характеристик вітру. Порядок даних на кожній висоті не змінювався: висота (м), тиск (гПа), температура повітря (°С), відносна вологість (%), напрям та швидкість вітру (м/с). Дані Кишинева і Сімферополя були отримані за допомогою Інтернету з сайту Вайомінського університету. Дані зархіфовані до верхньої межі підйому радіозонда в наступному порядку тиск (гПа), висота (м), температури повітря і точки роси (°С), відносна вологість (%), відношення суміші (г/кг), напрям вітру, швидкість вітру (вузли), потенціальна температура, еквіпотенціальна температура і віртуальна потенціальна температура (°К). Фактичні профілі та просторово-часові поля температури повітря, масової частки водяної пари, відносної вологості, швидкості та напрямку вітру у той же період над станцією Одеса-обсерваторія графічно зображені в додатках Е та Є.

#### БЛОК 6: Актинометричні вимірювання

Радіаційні вимірювання складають основу прибуткової частини теплового балансу підстильної поверхні. Від величини і співвідношення цих потоків залежить нагрів підстильної поверхні, приплив тепла углиб грунту або водоймища, температурний режим граничного шару атмосфери і діяльного шару грунту або води. Кожна з складових радіаційного балансу у свою чергу залежить від розподілу і складу аерозолів в атмосфері, що поглинають компонент, головним з яких є водяна пара, і, звичайно, від хмарності, форми і висоти її розташування. Тому правильність роботи моделі насамперед визначається якістю відтворення радіаційних потоків і їх залежності від параметрів стану атмосфери.

На жаль, доступними виявилися тільки дані вимірювань в Одесі, хоча, як відомо, подібні вимірювання проводилися також в Болграді.

Радіаційні дані включали вимірювання та погодинні суми. Перші включали вимірювання радіаційного балансу, потоків довгохвильового випромінювання і сумарної радіації (кВт/м<sup>2</sup>), а також альбедо (%) в 00, 06, 09, 12, 15 і 18 годин місцевого часу. Із супутньої інформації були привернуті зведення про бал загальної і нижньої хмарності, формі хмарності різних ярусів, температурі на поверхні грунту і повітря в будці, тиску водяної пари (гПа), висоти Сонця. Відповідно, погодинні суми за кожну годину доби з 00 до 24 години були отримані для трьох радіаційних потоків: довгохвильового ефективного випромінювання, відбитої радіації та сумарної радіації (Мдж/м<sup>2</sup> годину).

#### БЛОК 7: Супутникові карти температури поверхні Чорного моря

У простому випадку задання температури поверхні моря в моделі атмосфери ці дані є основою для її вирішення, а у разі використання моделі шельфової зони моря або взаємодіючих граничних шарів атмосфери і моря лані супутникових вимірювань можуть служити одним 3 основних контролюючих параметрів правильності роботи моделі. Відомо, що абсолютні значення температури водної поверхні точно невідомі, оскільки навіть при безхмарній атмосфері газові та аерозольні компоненти не дозволяють точно визначити значення температури за даними супутникових радіометрів. В даний час в багатьох прикладних дослідженнях і практичних цілях важливо визначити горизонтальні градієнти і зони підвищених або знижених значень температури поверхні моря. Тому супутникові дані вимірювань цілком придатні для цих цілей. Не перебільшуючи точності вимірювань температури поверхні моря, слід визнати, що ці дані у поєднанні з вимірюваннями in citu (на науково-дослідних судах (НДС) або морських берегових станціях) можуть послужити цілком прийнятною основою для оцінки температури поверхні моря.

У даному архіві є два оброблені поля поверхневої температури північно-західної частини Чорного моря за 14 та 21 травня 1992 р., надані Морським відділенням УКРНДГМІ.

#### БЛОК 8: Температурний режим грунту

Оскільки штучне завдання температури на поверхні грунту, в загальному випадку підстильної поверхні, помітно звужує можливості чисельного моделювання, і навіть унеможливлює виконання власне прогностичних розрахунків, дані по температурі грунту є ключовими даними по перевірці працездатності блоків моделі, що відповідають за взаємодію атмосфери з підстильною поверхнею. Дані по температурі на поверхні грунту містяться в строкових спостережень суходільних станцій. Нами були зібрані усі наявні дані по вимірюваннях температури в грунті. Для станцій Хорли, Сербка, Роздільна та Бехтери отримані дані по температурі на п'яти рівнях (0, 5,10,15,20 см), а для Херсона та Одеса-обсерваторія на 10 рівнях (0,5,10, 15, 20, 40, 80, 120, 160, 320 см). Причому на рівнях глибше 40 см використовувались витяжні термометри тільки раз на добу о 15 годині.

### БЛОК 9: Агрометеорологічні спостереження за вологістю грунту і станом посівів

У сучасних чисельних прогностичних моделях використовується рівняння водного балансу на поверхні грунту, рівняння для прогнозу змін вологовмісту грунту і розрахунку поверхневого стоку. Для задовільного відтворення цих характеристик, від яких залежать оцінки потоків вологи, температурний і вологісний режим приземного та шару, а також правильного вибору параметрів стану рослинного покриву необхідні дані агрометеорологічних спостережень.

Основу даного блоку склали дані названих спостережень на станціях і агропостах Одеської області. У таблиці вказані місця і строки їх проведення, а також величини, які підлягають вимірюванню. У окремому файлі розміщені характеристики стану рослинного покриву і окремих шарів грунту за травень місяць.

Таблиця 7.9 - Характеристики стану рослинного покриву і окремих шарів грунту за травень місяць.

Назва с	танції	Строки	Кількість	Виды вимірювань				
			делянок					
Болград,	Затишшя,	7, 17 и	3-5,	Об'ємна маса грунту (г/см <sup>3</sup> ),				
Ізмаїл,	Кілія,	27	з різними	непродуктивна вологість				

Любашовка,	Одеса	травня	культурами	(мм),	вологість	відносно
(селекційний	інститут),			абсолю	отно сухог	о грунту
Сарата,	Сербка,			(%), за	гальний зап	ас вологи
Татарбунари				(мм)		

#### Забруднення БЛОК повітряного басейну Олеси 10: М. i припортового заводу

На жаль, в Одесі є тільки мережа стаціонарних постів для контролю якості атмосферного повітря (табл.7.10).

Для проведення в майбутньому комплексних обстежень стану повітряного басейну, включаючи метод чисельного моделювання, МИ підготували масив даних спостережень забруднюючих речовин за травень 1992 р. по місту Одеса. Розглянемо деякі особливості зібраного матеріалу і його уявлення. У таблиці 7.11 наведені зведення про забруднюючи речовини, які вимірюються у м.Одеса для контролю якості повітряного басейну.

Розташування стаціонарних постів контролю якості Таблиця 7.10 повітря в м.Одеса.

Номер	Розташування
07	Припортовий завод, с. Грігорівка
08	Французький бульвар, 89, ГМЦ ЧАМ
10	Ярмаркова площа, Пересип
15	Херсонський сквер
16	Кут вулиць Александровський пр. та вул.
17	Автовокзал
18	Кут вулиць Балковська та Степова (завод "Шустов")
19	Перша станція Люстдорфської дороги
20	Куликове поле (кінцева зупинка тр. №17 і 18)

Створені масиви даних, які містять таку інформацію: номер поста; рік, місяць, дата і строк вимірювання; виміряні значення різних інгредієнтів (13 показників); дані вимірювань метеорологічних величин (напрям і швидкість вітру, температура повітря, відносна вологість, тиск водяної пари і погода в

строк спостережень). Усі величини представлені як цілі величини. Відсутні величини замінюються відповідним числом дев'яток.

Наприкінці можна виразити сподівання на те, що підготовлений спеціалізований архів допоможе виконати верифікацію мезомасштабної чисельної моделі, дати якісну і кількісну оцінку її працездатності, адаптованої до Одеського регіону і північно-західної частини Чорного моря.

Код	Інгредієнт	Пост	Строки вимірів,
			години
01	Пил	07, 08, 10, 15, 16, 17, 18, 19, 20	07, 19
02	$SO_2$	08, 10	01, 13
		07, 15, 17	01, 07, 13, 19
		16	07, 19
		18	13, 19
		19, 20	01, 07, 19
03	$SO_4$	15	07, 19
04	СО	07, 08, 10, 15, 16, 17, 18, 19, 20	07, 19
05	NO <sub>2</sub>	08, 10	01, 13
	-	07, 15, 17, 20	01, 07, 13, 19
		16	07, 19
		18	13, 19
		19	01, 07, 19
06	NO	16	07, 13, 19
07	$O_3$	08	07, 19
08	$H_2S$	10,18	01, 07, 13, 19
10	Фенол	10, 15, 16, 18, 19, 20	01, 07, 13, 19
11	Сажа	08, 10, 15, 17,18, 19	07, 19
13	HF	10, 18	01, 07, 13, 19
		17	07, 19
19	$NO_4$	07	01, 07, 13, 19
22	Формальдегід	10	01, 07, 13, 19
	-	17, 19	07, 13, 19
		18	13, 19

Таблица 7.11 Мережа моніторингу якості атмосферного повітря у м.Одеса.

## 8 ВЕРИФІКАЦІЯ ЧИСЕЛЬНОЇ МЕЗОМЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ ТРИВИМІРНОЇ МОДЕЛІ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ

#### 8.1 Умови проведення чисельного експерименту

Основною умовою використання квазістатичності в задачах граничного шару є умови переваги горизонтальних розмірів області розрахунку над її вертикальним [91]. Передбачається, що співвідношення вертикального масштабу до горизонтального не повинне перевищувати кількох сотих. З іншого боку, власне задача про мезометеорологічний граничний шар атмосфери припускає, що процеси конвекції, включаючи багатоярусну конвекцію, що виходить за межі граничного шару, розглядатися не будуть. Це означає також, що використання повного третього рівняння руху не передбачається в даному дослідженні. У противному випадку, область розрахунку по вертикалі не повинна була б обмежуватися декількома тисячами метрів, тобто для коректного опису вертикального переносу за рахунок конвекції необхідно було перенести верхню границю розрахунку, де відбувається згасання вертикальних рухів, на висоту тропопаузи або вище [91]. Ми підкреслюємо, що ми будемо розглядати задачу тільки моделювання власне граничного шару, а не вільної атмосфери до рівня конвекції.

Крім того, вихідна постановка задачі [81] припускала уточнення короткострокового прогнозу погоди в нижній тропосфері, а не розв'язання повної регіональної задачі прогнозу погоди у всій товщі тропосфери і навіть нижній стратосфері, як це здійснюється в моделях типу MM5 (WRF). Оскільки всі розрахунки передбачалося виконувати на ПК, а не на суперЕОМ, то це означало, що економічність моделі повинна визначати час, який необхідно затратити на розрахунки одного варіанта.

У зв'язку із цим, нами була обрана область 100\*100 км у північнозахідній частині Чорного моря поблизу м. Одеса із центром у районі с. Вигода (Палійове) зі сталим кроком сітки 5000 м уздовж вісей *x* та *y*, тобто 20\*20 вузлів, і 40 рівнів по вертикалі (50, 100, 150, 200, ..., 2000 м) зі сталим кроком по вертикалі в 50 м. Область розрахунку з розташуванням вузлів у горизонтальній площині вказана на рис.8.1. Нами для розв'язання задачі був використаний метод розщеплення по фізичним процесам та змінним, котрий припускає використання неявної схеми за часом [81, 84], що дозволяє задати досить великий крок за часом: 1800 секунд або 30 хв. Згідно [84] показано, що при таких параметрах чисельної схеми точність обчислень можна вважати задовільною.



Рисунок 8.1 - Область розрахунку в північно-західній частині Чорного моря *Позначення*: хрести – вузли сітки, кружечки – контрольні вузли

Зіставлення карти області з вузлами сітки показало, що частина з них цілком належать морю, більша частина - суходолу, а деякі є граничними. Зауважимо, що в Північному Причорномор'ї є велика кількість лиманів, тобто водойм повністю або частково відділених пересипом від моря. Природно, що крім порізаності берегової лінії цей фактор також може відігравати певну роль у створенні температурної неоднорідності поверхні, що підстилає, у Північному Причорномор'ї. У табл. 8.1 наведена приблизна частка суши в осередках сітки поблизу берегової лінії та при наявності лиманів. Природно, що для такої оцінки була використана дійсна карта північно-західної частини Чорного моря, а не груба схема берегової лінії.

На суші використовуються рівняння теплового та водного балансу. Для моря й водойм температура водної поверхні вважалася сталою, тобто відхилення потенціальної температури дорівнювали нулю. Відповідно на суші використовувається одновимірне рівняння теплопровідності ґрунту для визначення його теплового стану. За результатами розрахунку «істинна» температура у вузлах сітки із вкладеними акваторіями лиманів оцінювалася результат множення температури ґрунту суши 3 відповідними ЯК теплофізичними характеристиками на частку суши в конкретному осередку сітки. У ґрунті для визначення її температури використовуваються сітка з 15 рівнями: 0.0, 1.5, 3.0, 5.0, 7.5, 10.0, 15.0, 20.0, 30.0, 40.0, 50.0, 60.0, 70.0, 80.0 і 100.0 див. Для визначення вологості ґрунту використовуються два підшара: 10 см, в якому найбільш помітні прояви добових коливань, і 50 см, у якому  $\epsilon$ істотними сезонні коливання.

Реалізація чисельної моделі здійснювалася на протязі 60 годин в період з 00 годин 12 травня по 12 годин 14 травня 1992 року з часовим кроком 30 хвилин. Початкові умови формувалися, застосовуючи фактичні дані метеорологічних та аерологічних спостережень на момент часу 00 годин 12.05 1992 р, та включали в себе: температуру повітря на поверхнях 400 та 700 гПа, висоту ізобаричних поверхонь 400 та 700 гПа, тиск, приведений до середнього рівня моря, середній тиск водяної пари біля Землі, кількість опадів, кількість загальної хмарності та хмарності нижнього ярусу, складові геострофічної швидкості. Граничні умови в кожен момент часу на рівні 2000 м задавалися за фактичними даними. Вони стосувалися складових швидкості вітру, потенціальної температури повітря, масової частки водяної пари, атмосферного тиску та тиску на рівні моря. Усі інші параметри, які необхідні для розрахунку альбедо ґрунту в залежності від її вологості та які використовуються для вирішення рівняння водного балансу задаються за середньостатистичними багаторічними даними місцевості, яка розглядається. Вертикальний крок склав 50 м, а горизонтальний – 5000 м. Область розрахунку простягалась по вертикалі від поверхні Землі до 2000 м, по горизонталі – від 46,19° пн.ш. до 47,05 ° пн.ш. та від 30,01° сх.д. до 31,26 ° сх.д., тобто охоплювала територію Одеської області та Одеської затоки. В кожен момент часу розраховувалися просторові тривимірні поля основних метеорологічних величин (складових та модуля швидкості вітру, відхилення потенціальної температури від фонової, масової частки водяної пари) і параметрів турбулентності (коефіцієнт турбулентності, кінетична енергія турбулентності, шлях змішування), складові теплового та водного балансу, а також суми кінетичної та потенційної енергій всієї області розрахунку, а також температуру підситльної поверхні, складових радіаційного та теплового балансу.

Опади не враховувались, бо були відсутні. Хмарність враховувалась за фактичними даними, які в проміжні моменти часу отримувалися в результаті лінійної інтерполяції між строками вимірювання загального балу та балу хмарності нижнього ярусу. На першому етапі адаптації запропонованої чисельної моделі ми обмежилися тільки завданням термічної неоднорідності поверхні, що підстилає, тим більше, що нахили рельєфу в Північном Причорномор'ї незначні у порівнянні з Кодрами.

Серед важливих фізичних параметрів поверхні, що підстилає, використаних у даній реалізації моделі, вкажемо на наступні:

параметр шорсткості на суходолі- 0,1 м,

критичне значення вологості ґрунту -0,50,

граничне значення альбедо грунту при його повному насиченні - 0, 14,

емпіричний коефіцієнт, що визначає швидкість обміну вологою між поверхневим та глибинними шарами ґрунту - 0,90.

початкові значення об'ємної вологості ґрунту в поверхневому шарі та середнє значення по глибині ґрунту 0,16 і 0,16, відповідно,

	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	0	0	0
	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0	0	0
	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0
	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45	15	0	0	0	0
	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	50	5	0	0	0
	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	50	8	0	0
~	15	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	15	0	0
Cb ]	14	0	0	0	0	0	0	0	0	5	15	25	0	0	0	0	0	0	0	15	25	0	0
, Bi	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	25	25	10	0	0	0	0	0	35	50	0	0
зла	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	20	0	40	0	0	0	5	0	10	15	0	0
By	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	5	20	0	0	5	30	80	1	1	90	70
tep	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	25	50	70	97	1	1	1	1	1	1
NOH	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	6	0	0	0	15	10	0	0	0	0	0	0	0	55	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	5	0	0	10	75	1	30	40	0	0	0	0	40	97	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	4	0	0	0	25	1	85	50	0	0	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	3	0	0	0	15	97	1	1	60	0	0	20	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	2	0	0	0	0	5	32	95	85	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1	0	0	0	0	0	0	0	98	55	35	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
					•	1			•	•	Hom	ер в	узла,	вісь	• X		•		•			•	

Таблиця 8.1 - Частка води (%) від загальної площі комірки сітки області розрахунку

Позначення: «0» - суходіл, «1» - море; виділені цифри – внутрішні основні вузли сітки в області розрахунку

значення об'ємної вологості ґрунту, що насичує, тобто пористість ґрунту - 0,30,

складові швидкості геострофічного вітру (або складової швидкості вітру на верхній границі розрахунку, 700 гПа, покладалися рівними нулю або -3.9 -5.6 м/с, відповідно.

У якості фонових значень стану атмосфери приймалися середньобагаторічні значення для даного місяця в районі Одеси.

# 8.2 Особливості просторових розподілів основних метеорологічних величин

Нажаль фактичних просторових полів основних меторологічних величин в масштабах розглядуваної області немає, тому порівняння останніх з відповідними розрахованими полями можна зробити лише наближено (рис. 8.2-8.11) в строки 06, 12, 18 та 24 години в період проведення чисельного експерименту. На рисунках з лівої сторони наведені фактичні просторові розподіли температури повітря та масової частки водяної пари на рівні 2 м, отримані зі станцій 1-го ПСР (табл. 7.2) в регіональному масштабі, в перелік яких входить з розглядуваного регіону лише станція Одеса-обсерваторія. З правої сторони наводяться розраховані просторові поля відповідних метеорологічних величин, але над Північно-Причорноморским регіоном в масштабі мезометорологічних процессів. Область, окреслена білою кривою на фактичних полях, відповідає області розрахунків. Хрестики білого кольору означають місцезнаходження станцій, на який проводилися стандартні метеоролгічні спостереження, а також на деяких ще й аерологічні спостереження. Порівняння подальших розрахунків з натурними даними відбувалося, задіюючи дані, зняті саме з вузлів, які позначені хрестиками.

О 06 годині (рис. 8.2(б), 8.6(б), 8.10(б)) просторове поле температури повітря на рівні 2 м в різні дні мають спільні властивості. Над сушею завжди

спостерігається нижча температура повітря в порівнянні з морською поверхнею, що відповідає основним закономірностям добового розподілу температури повітря над суходолом: грунт, маючи меншу густину та теплоємність, чим вода, швидше нагрівається вдень та охолоджується вночі. На границі переходу від суші до моря на розрахованих полях відмічаються значні горизонтальні градієнти температури. При порівнянні абсолютних значень фактичної та розрахованої температур над Північно-Причорноморським регіоном в якості точки з області розрахунків взята точка, яка відповідає на карті станції Одеса-Обсерваторія, а на фактичних полях (рис. 8.2(а), 8.6(а), 8.10(a)) узята найближча ізотерма до розглядуваного регіону. Таким чином, о 06 годині 12.05.1992 р. абсолютна похибка майже нульова, 13.05.1992 р. майже 4 <sup>0</sup>C, 14.05.1992 р. – 1 <sup>0</sup>C. Просторовий горизонтальний розподіл масової частки водяної пари за розрахунками о 6 годині в різні дні (рис. 8.2(г), 8.6(г), 8.10(г)) є адекватним у відношенні до термодинамічних процесів, які відбувають у повітрі у цей час. Тобто, при зменшенні температури поверхні швидкість випаровування вологи зменшується, що призводить до зменшення значень вологості середовища, яке прилягає до цієї поверхні, або, навпаки, збільшується, якщо температура поверхні збільшується. В цей час доби температура поверхні суші менша, аніж морської поверхні, тому це призводить до того, що над суходолом формується поле зниженої вологості в порівнянні з полем масової частки водяної пари над морем. Якщо порівняти значення вологості на фактичному полі (рис. 8.2(в), 8.6(в), 8.10(в)) зі значенням масової частки водяної пари у відповідній точці (станція Одеса-Обсерваторія) на розрахованому полі, то можна сказати, що 12.05.1992 р. абсолютна похибка склала величину 1,5 г/кг, 13.05.1992 p. - 1,2 г/кг, a 14.05.1992 p. - 0,2 г/кг.

О 12 годині в період інтегрування температура повітря над сушею завжди вища, аніж над морською поверхнею (рис. 8.3 (б), рис. 8.7 (б), рис. 8.11 (б)), причому різниця температур нижча при більшому загальному балі хмарності. Так 12.05.1992 р. (рис. 8.3 (б)) бал хмарності о полудні складав за фактичними даними 10 балів, різниця температур повітря над суходолом та над морем


Рисунок 8.2 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 06 годині 12.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.

складала величину 1,6 °С. Це, в свою чергу, призводить до того, що на просторовому розподілі масової частки водяної пари у цей час доби (рис. 8.3 (г)) не відмічається чіткого перерозподілу вологості над сушею та над морем, а поле масової частки водяної пари є неоднорідним по всій області розрахунку з деяким завищенням в прибережній зоні. 13 та 14 травня 1992 р. коли загальний бал хмарності складав величину 4 та 2 бали відповідно різниця температур суша-море дорівнювала 3,4 та 3,2 °С. Просторове поле масової частки водяної пари у ці моменти доби (рис. 8.7 (г), 8.11 (г)) характеризується нечітким розподіленням у просторі при переході від суші на морську поверхню і навіть з деяким завищенням над морем в порівнянні з сушею. Це пояснюється тим, що підвищенні температури поверхні, яка випаровується, швидкість при випаровування буде вищою над тою поверхнею, питома вологоємність якої більша. Так вода володіє більшою питомою вологоємністю, аніж суша, тому при досягненні певної температурної межі виявляється, що над морем при решті майже рівних умов спостерігається вища вологість, ніж над сушею. До того ж різниця вологовмісту суша-море складає у ці моменти часу величину не більшу, ніж 1,5 г/кг. Відхилення розрахованих масової частки водяної пари в точці, яка відповідає станції Одеса-Обсерваторія, о 12 годині в період з 12 до 14 травня 1992 р. від фактичних її значень, яке визначається за значенням найближчої ізолінії вологості (рис. 8.3 (в), 8.7 (в), 8.11 (в)) складають 1, 2,3 та 3 г/кг відповідно.

О 18 годині 12 та 13 травня 1992 р. (рис. 8.4 (б), 8.8 (б)) просторовий розподіл температури повітря має хоча й менш чіткий перехід від моря до суші, але від досить яскраво виражений. Горизонтальні градієнти в прибережній зоні менші, аніж відповідні їм градієнти, наприклад, о 12 годині. Загальна картина свідчить про рівність термодинамічних умов над сушею та над морем, що проявляється у зменшенні різниці температур та вологовмісту (рис. 8.4 (г) та 8.8 (г)) повітря над цими підстильними поверхнями. При порівнянні розглядуваних величин, отриманих за розрахунками та за фактичними даними (рис. 8.4 (в) та 8.8 (в)), абсолютна похибка для температури повітря склала



Рисунок 8.3 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 12 годині 12.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.4 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 18 годині 12.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.

величини – 5,8 та 4,2  $^{0}$ C , а для масової частки водяної пари – 0,3 та 0,6 г/кг відповідно.

О 00 годині 13 та 14 травня (рис. 8.5 (б) та 8.9 (б)) 1992 р. просторові поля температури повітря свідчать про більше нічне вихолодження прилеглого до суші повітря в порівнянні з повітрям над морем. Поля вологовмісту в цей час доби (рис 8.5 (г) та 8.9 (г)) такі, що над морем спостерігається деяке завищення значень вологості, аніж над сушею, оскільки температура поверхні води у порівнянні з температурою поверхні суші більша, що призводить до інтенсифікації процесу випаровування та збільшенню кількості водяної пари в одиниці об'єму прилеглого морського повітря. Якщо порівняти розраховані значення температури та масової частки водяної пари з їх фактичними значеннями на полях (рис. 8.5 (в) та 8.9 (в)), то абсолютні похибки склали величини для температури повітря 6,5 °C та 0,5 °C, а для вологовмісту – 3,9 та 2,4 г/кг.

Загалом можна відмітити, що при відтворенні горизонтальної просторової термічної структури граничного шару атмосфери біля підстильної поверхні модель дає досить непогане якісне узгодження з тими процесами, які повинні спостерігатися у різні часи доби над сушею та морем весною. Тобто, починаючи з моменту заходу Сонця за горизонт, коли потоки сонячної радіації стають нульовими, температурний та вологісний режим повітря визначається в більшій мірі тепловим балансом на поверхні, до якої він прилягає. Температура підстильної поверхні визначається величинами потоків ефективного випромінювання, потоків явного та прихованого тепла, а також потоку тепла в глибину грунту. Поля температури повітря у нічний час мають яскраво виражений перехід між сушею та водною поверхнею від менших значень до максимальних відповідно, але різниця менша та має обернений знак, ніж в денні часи при безхмарному небі. В перехідні періоди доби, тобто, у вечірній та ранковий час, термічні та вологісні умови стають майже однаковими над різними підстильними поверхнями, оскільки вклад потоків сонячної радіації у загальний баланс у ці моменти доби рівнозначні.



Рисунок 8.5 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 00 годині 13.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.6 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 06 годині 13.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.7 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 12 годині 13.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.8 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 18 годині 13.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.9 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 00 годині 14.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.10 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 06 годині 14.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.



Рисунок 8.11 – Фактичні та розраховані поля температури повітря в <sup>0</sup>С (а і б відповідно), масової частки водяної пари в г/кг (в і г відповідно) о 12 годині 14.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою на фактичному полі, є розрахунковою.

### 8.3 Особливості часових розподілів основних метеорологічних величин

Згідно з наявними фактичними даними про часову поведінку основних метеорологічних величин над певними станціями, а саме: АМСЦ, Одеса-порт, Іллічівськ, порт Південний, Одеса-обсерваторія та Роздільна, - були побудовані відповідні їм розраховані криві часового ходу в точках на розрахунковій області, які відповідають за географічними координатами вищепереліченим станціям. Попередній аналіз отриманого часового ходу над цими точками показав знехтувану різницю між ними, тому всі результати розрахунків використовувалися з точки, яка відповідає станції Одеса-Обсерваторія і порівняння фактичних значень температури, масової частки водяної пари, швидкості та напрямку вітру буде проводитися з відповідними розрахунковими значеннями з цієї точки.

На рис. 8.12 (а) наведені фактичні та розрахований криві часового ходу температури повітря на рівні 2 м. Слід відзначити, що розрахована температура повітря на цьому рівні отримувалася, використовуючи теорію подібності Моніна-Обухова. Якісний аналіз отриманого часового ходу температури показує, що найкращим узгодженням між фактичним та розрахованим величинами цієї метеорологічної величини характеризується період з 00 год до 18 год 12.05.1992 р., а також з 18 год 13.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р. Тут абсолютна похибка складає величину не більшу 2 <sup>0</sup>С. В період з 00 год 13.05.1992 р. до 18 год 13.05.1992 р. відмічається завищення розрахованої температури повітря на 4-6 <sup>0</sup>C. В цей же період спостерігається заниження швидкості вітру в порівнянні з фактичними даними на 6 м/с (рис. 8.12 (б)), хоча в інші періоди часу відмічається досить високе узгодження як якісне, так і у відношенні відповідності екстремумів на фактичних та розрахованій кривих часового ходу швидкості вітру. Що стосується часових змін напрямку вітру (рис. 8.12 (в)), то за результатами розрахунків напрям вітру майже не змінювався за весь час інтегрування.



розташуванню станції Одеса-порт (5 - суцільна сіра крива) в період з 00 год 12.05.1992 до 12 год 14.05.1992 р



Рисунок 8.13 – Фактичний (чорні криві) та розрахований (сірі криві) часовий хід температури ґрунту (а) на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 – суцільна чорна) та Роздільна (крива 2 – пунктирна чорна) та відповідні сірі криві в точках на розрахунковій області, які відповідають вказаним станціям.

Співвідношення розрахованого та фактичного ходу температури ґрунту (рис. 8.13 (а)) показує, що за результатами розрахунку амплітуда добового ходу складає від 7 до 17  $^{0}$ C, а за фактичною кривою – 35-43  $^{0}$ C. Така значна розбіжність може бути обумовлена неякісним відтворенням потоків сонячної радіації, оскільки ці потоки напряму залежать від просторового розподілу хмарності, який як у часі, так і у просторі дуже нерівномірний, а також від величин решти потоків теплового балансу.

Часовий хід швидкості вітру (рис. 8.14) над точкою, що відповідає станції Одеса-Обсерваторія, досить непогано узгоджується з даними спостережень на відміну невисокої відповідності результатів розрахунку та результатів спостережень над станціями Одеса-Порт, Іллічівськ, порт Південний. Тут максимальна розбіжність відмічається о 18 год 13.05.1992 р і о 12 год 14.05.1992 р. та складає величину біля 4 м/с.



Рисунок 8.14 – Фактичний (чорні криві) та розрахований (сірі криві) часовий хід швидкості вітру на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 – суцільна чорна) та Роздільна (крива 2 – пунктирна чорна) та відповідні сірі криві в точках на розрахунковій області, які відповідають вказаним станціям.

# 8.4 Особливості вертикального розподілу основних метеорологічних величин в ГША

У період чисельного інтегрування дані аерологічних спостережень були доступні на станції Одеса-Обсерваторія в моменти часу 00 та 12 год, в які входили результати вимірювань за температурою повітря, вологості, швидкості та напрямку вітру.

12.05.1992 р. о 00 годині розраховані та фактичні профілі основних метеорологічних величин майже співпадають, оскільки цей момент часу є початком чисельного моделювання і ці профілі є початковими умовами (рис. 8.15 та 8.16 (див. суцільні криві чорного та сірого кольору)). О 12 годині відмічається високе узгодження фактичного та розрахованого профілів температури повітря (рис. 8.15 (a)), похибка складає величину не більшу, ніж 0,5 °С. Крива вертикального профілю відносної вологості (рис. 8.15 (б)) по формі ідентична відповідній кривій профілю за 00 годин, що призвело до збільшення розбіжності о 12 годині з висотою. До висоти 1250 м абсолютна похибка складає величину до 10 %, вище вона збільшується та на верхній границі ГША досягає значень 22 %. Крива вертикального профіля швидкості вітру о 12 годині 12.05.1992 р. за результатами розрахунку описується загалом логарифмічним законом з максимумом на рівні 600-750 м, який дорівнює 6 м/с. Фактична крива вертикального розподілу швидкості вітру має складний та нерівномірний характер, але якщо провести осереднену пряму через множину екстремумів, можна отримати також певною мірою логарифмічний закон розподілу швидкості вітру з висотою. Тоді абсолютна похибка між фактичними даними та результатами розрахунку буде в середньому складати 2 м/с.

13 травня 1992 року о 00 годині за фактичними даними температура повітря (рис. 8.17 (а)) в шарі 50-500 м змінюється з градієнтом -0,8 <sup>0</sup>C/100 м, в шарі 500-875 м – с градієнтом -0,53 <sup>0</sup>C/100 м, вище вертикальний градієнт температури за абсолютною величиною зменшується та в шарі 1100-1250 м змінює знак на протилежний. За результатами розрахунку вертикальний



Рисунок 8.15 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 12.05.1992 р.



Рисунок 8.16 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) швидкості вітру на станції Одеса-обсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 12.05.1992 р.

профіль температури характеризується додатним перепадом в шарі 0-50 м, що свідчить про наявність стійкої стратифікації, в шарі 50-100 м спостерігається ізотермія, а вище розрахований профіль температури повітря описується лінійним законом з градієнтом -0,53  $^{0}$ C/100 м. У всьому шарі ГША відмічається завищення розрахованої температури повітря в порівнянні з натурними даними. О 12 годині профіль температури повітря за розрахунками майже повністю співпадає за формою з відповідним профілем за 00 годин, хоча абсолютна похибка в цей час доби в нижніх 200 м складає величину до 2  $^{0}$ C, а з висотою остання дуже збільшується.

Фактичні профілі відносної вологості (рис. 8.17 (б)) о 00 та 12 годині хоча й знаходяться в різних числових діапазонах, але за формою вони подібні, а саме: мають чотири екстремуми в шарі 2000 м, два максимуми та два мінімуми. Починаючи з 50 м відносна вологість зменшується, досягаючи свого мінімального значення в профілі за 00 годин на рівні 200 м, а в профілі за 12 годин – на рівні 500 м. В шарі 500-1000 м відносна вологість росте, і на рівні



Рисунок 8.17 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 13.05.1992 р.

1000 м досягає свого максимального значення. Вище і до висоти 1500 м відмічається зниження відносної вологості до свого другого мінімального значення. Форми кривих розрахованих профілів відносної вологості за 00 та 12 годин також за формою подібні між собою і в деякій мірі подібні формі фактичніх кривих, але на відміну від фактичних профілів вони спостерігаються в одному числовому діапазоні, що сформувало наявність більшої розбіжності між фактичним та розрахованим вертикальним розподілом відносної вологості о 12 годині. Якщо о 00 годині максимальна абсолютна похибка складає величину до 20 %, то о 12 годині – 25 %.

Фактичний профіль швидкості вітру (рис. 8.18) о 00 та 12 годині



Рисунок 8.18 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) швидкості вітру (а) та напрямку вітру (б) на станції Одесаобсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 13.05.1992 р.

характеризується наявністю струменя нижній рівнів на висотах 800 та 300 м відповідно. Швидкість вітру тут складає величину біля 16 м/с. В розрахованому профілі швидкості вітру в момент часу 00 годин 13.05.1992 року теж відмічається певний максимум на рівні 150 м, але він незначний та складає величину біля 7 м/с. Вертикальний профіль швидкості вітру за розрахунками о 12 годині загалом описується логарифмічним законом та характеризується порядками величин до 10.

14 травня 1992 року о 00 годині вертикальний розподіл температури повітря як за фактичними даними, так і за результатами розрахунку (рис. 3.19 (а)) мають подібну форму, але в першому випадку в шарі 300-1300 м відмічається більший градієнт за висотою. У всій товщі ГША у цій момент часу відмічається стійке завищення розрахованої температури повітря, яке з висотою збільшується. Мінімальна абсолютна похибка спостерігається в нижній частині ГША (до 1 <sup>0</sup>C), а максимальна – на рівні 1300 м (до 9 <sup>0</sup>C). О 12 годині фактичний та розрахований профілі хоча й знаходяться в одному числовому діапазоні, але за формою вони відрізняються. В нижніх 200 м у вертикальному розподілі за натурними даними наявний додатний градієнт, якого в розрахованому профілі немає. Вище в першому температура з висотою змінюється за сухоадіабатичним законом, тоді як в другому – з градієнтом 0,53 <sup>0</sup>/100м. Максимальна похибка складає величину до 2 <sup>0</sup>C на рівні 200 м. На нижній границі ГША вона взагалі відсутня.

Розраховані вертикальні профілі відносної вологості як в момент часу 00 годин, так і в 12 годин, в порівнянні з фактичними мають постійну розбіжність між собою з висотою, яка складає величину біля 20-25 % до рівня 1300 м. Хоча в нижній частині ГША розрахована відносна вологість досить добре узгоджується з фактичними її значеннями. Абсолютна похибка тут складає величину до 7 %.

О 00 годині 14.05.1992 року відмічається добре узгодження між вертикальним профілем швидкості, отриманим в результаті чисельного моделювання, та фактичного профілю (рис. 8.20). На рівні 200-250 м в останніх наявний максимум, який складав величину біля 7-8 м/с. Вище в розрахованому вертикальному розподілі швидкості до висоти 1500 м спостерігається

238



Рисунок 8.19 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 14.05.1992 р.



Рисунок 8.20 – Фактичні (чорні криві з номером 1 та 2) та розраховані (сірі криві) швидкості вітру (а) та напрямку вітру (б) на станції Одесаобсерваторія о 00 (суцільні) та 12 (пунктирні) год 13.05.1992 р.

незмінність швидкості (її значення склало величину біля 6 м/с), а в фактичному - коливання останньої біля середнього значення в 5 м/с. Найбільша похибка приходиться на верхню частину ГША, де вона досягала значень в 3 м/с. О 12 годині фактичний профіль швидкості вітру складний має характер вертикального розподілу, але в середньому вкладається в логарифмічний закон. Профіль швидкості вітру, отриманий в результаті чисельного моделювання, теж в повній мірі можна сказати, що описується логарифмічним законом, але знаходиться в чисельному діапазоні, зміщеному на 2 м/с в сторону менших значень в порівнянні з чисельним діапазоном значень швидкості вітру, узятих з фактичного профілю.

# 8.5 Особливості просторово-часового розподілу основних метеорологічних величин в ГША

Окрім просторових розподілів в горизонтальній площині, в певних точках у вертикальній площині, а також за часом, в рамках цього дослідження були отримані просторово-часові розрізи температури повітря, масової частки водної пари та швидкості вітру в координатній системі (z, t) (рис. 8.21-8.23) в точці на розрахунковій області, що відповідає станції Одеса-Обсерваторія.

У фактичному розрізі температури повітря в період з 00 годин 12 травня до 12 годин 14 травня 1992 року відмічаються три зміни температурного режиму у ГША (рис. 8.21 (a)). З 00 до 18 годин 12 травня спостерігається гребінь тепла, що досить добре видно на карті регіонального масштабу (рис. 8.2-8.4 (a)), який посилюється під впливом потоків короткохвильової радіації, оскільки цей період охоплює час найбільшої сонячної активності. З 18 годин 12.05.1992 року і до 6 годин 13.05.1992 року майже по всій товщі ГША чітко прослідковується улоговина холоду, перш все пов'язана яка за 3 крупномасштабною адвекцією холоду (рис. 7.1). Остання стала наслідком антициклональної циркуляції повітря з півночі на південь, оскільки Північно-Західне Причорномор'я знаходилося у цей час на передній частині приземного антициклону. З настанням полудня 13 травня відбувається прогрівання підстильної поверхні, оскільки бал загальної хмарності зменшується з 10 до 4 балів, тому улоговина холоду починає зменшуватися та повністю заміняється гребенем тепла, починаючи з 6 годин 14 травня. Перши ніж перейти до аналізу просторово-часової поведінки розрахованої температури повітря, слід зазначити, що крупномасштабні обурення в полях метеорологічних величин враховувалися лише одним значенням, середнім для всієї області розрахунку на рівні 2000 м (рис. 8.21 (б)). Ці значення заносяться в поле розрахунку через кожні півгодини на верхній границі ГША. В нижній частині ГША відмічається періодичні температурні обурення, які обумовлюються впливом сонячної радіації: осередки тепла в періоди полуднів та осередки холоду у нічні та



Рисунок 8.21 – Фактичне (а) та розраховане (б) просторово-часові поля температури на станції Одесаобсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р.

ранкові часи. Вище просторо-часове поле температури має коливальний характер, але не має достатньої подібності з фактичним полем. У шарі вище приземного шару на розрахованому полі наявні тільки два температурних режими: улоговина холоду, яка спостерігається з 00 годин 12.05.1992 року до 00 годин 13.05.1992 року та гребінь тепла – в решту часу. Загалом при порівнянні двох просторово-часових розрізів видно, що у розрахованому розрізі температура повітря стійко завищується, хоча в нижній частині ГША узгодження досить непогане.

Фактичний прострово-часовий розріз масової частки водяної пари має ті ж самі особливості, що й розріз температури повітря (рис. 8.22 (а)). Розрахований розріз (рис. 8.22 (б)) характеризується меншою неоднорідністю як за висотою, так і за часом, тобто просторово-часові поля являються більш згладженими, що призвело до більших відхилень від фактичної картини. В нижній частині ГША наявний яскраво виражений добовий хід з осередками високих значень вологовмісту в денні часи та відносно низьких значень в нічні та ранкові часи. У середній частині ГША максимальні значення відмічаються у вечірні години. Таке запізнення пов'язане з характерним часом, яке витрачається на турбулентне перемішування и перенесення вологи з нижній шарів у верхні.

В просторово-часовому розподілі швидкості вітру (8.23 (а)) наявне чітко виражене джерело підвищених її значень, що пов'язане з існуванням у цей час та в певному шарі струменя нижніх рівнів. В решту часу та на інших рівнях відмічаються області понижених значень швидкості вітру, тільки наприкінці розглядуваного періоду в нижній частині ГША знову прослідковується підвищення значень швидкості вітру. На розрахованому просторово-часовому розподілі швидкості вітру (рис. 8.23 (б)) осередок високих значень швидкості вітру хоча й і відмічається, але в недостатній мірі, оскільки тут остання складає значення не більші 8 м/с, тоді як за фактом – біля 16 м/с. Загалом розраховане поле швидкості вітру майже однорідне з середньою швидкістю 6 м/с. Тільки в нижній частині ГША у нічні та ранкові часи спостерігається підвищення швидкості вітру, оскільки формуються умови температурної стійкості, що

243



Рисунок 8.22 – Фактичне (а) та розраховане (б) просторово-часові поля масової частки водяної пари на станції Одеса-обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р.



обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р.

послаблює або зовсім вироджує турбулентні процеси, що, в свою чергу, призводить до посилення диференціації середовища за термодинамічними властивостями.

## 9 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ РОЗПОДІЛИ СУМІШІ НАД МІСТОМ

### 9.1 Математична постановка задачі

В якості математичного метода дослідження розповсюдження промислової суміші у тривимірному просторі було використане рішення рівняння турбулентної дифузії для стаціонарного джерела [94, 95], детальний опис якого наводиться в [96]. Опишемо коротко математичну постановку задачі використаного діагностичного рівняння розповсюдження суміші. Згідно з [94] для постійно діючого джерела  $Q(t) \equiv Q(const)$  при умові невагомої суміші та повного її відбиття від поверхні відповідна стаціонарна функція для концентрації суміші має вигляд:

$$q(x, y, z) = \frac{Qe^{\frac{ux}{2K_x} + \frac{vy}{2K_y} + \frac{w(z-h_{ef})}{2K_z}}}{4\pi\sqrt{K_xK_yK_z}} \times \left(\frac{e^{-\frac{1}{2}\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h_{ef})^2}{K_z}}}{\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h_{ef})^2}{K_z}}}, \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{w^2}{K_z}}{\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h_{ef})^2}{K_z}}}}, \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{v^2}{K_z} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{(z-h_{ef})^2}{K_z}}{\sqrt{\frac{x^2}{K_x} + \frac{y^2}{K_y} + \frac{(z-h_{ef})^2}{K_z}}}}, \sqrt{\frac{u^2}{K_x} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{v^2}{K_z} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{v^2}{K_z} + \frac{v^2}{K_y} + \frac{v^2}{K_z} + \frac{v$$

де q – концентрація суміші в мг/м<sup>3</sup>; х, у, z - вісі декартової системи координат; Q – швидкість виходу газу в г/с;  $h_{ef}$  - ефективна висота джерела в м;  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  – складові коефіцієнта дифузії K в м<sup>2</sup>/с; u, v, w – складові модуля швидкості вітру;  $z_0$  – параметр шорсткості в м, який в рамках нашої задачі приймався рівним 0,10 м.

При невеликих відстанях від джерела та невеликих швидкостях вітру або при штилі формула (9.1) дає можливість знайти точне рішення без усяких обмежень на швидкість вітру та з врахуванням взаємодії дифузії у всіх напрямках.

Необхідно відмітити, що при здійсненні розрахунків складові швидкості

вітру були взяті з мезомасштабної моделі граничного шару атмосфери в період з 00 годин 12.05 до 12 годин 14.05.1992 року. Просторова сітка представляла собою сітку з кроком 5000 м та довжиною сторони розрахункової області 100 км. Ефективна висота джерела розраховувалася за формулами Брігтса в залежності від параметра стійкості, який обирається за значеннями числа Річардсона (табл. 9.1) та технічних параметрів джерела.

Таблиця 9.1 – Відповідність між класом стійкості *j*<sub>s</sub> і числом Річардсона.

Тип стратифікації	Клас стійкості	Число Річардсона
1	2	3
Дуже сильна нестійкість	0	< -0,316
Сильна нестійкість	1	(-0,316) ÷(-0,1)
Помірна нестійкість	2	(-0,1)÷(-0,0316)
Слабка нестійкість	3	(-0,0316) ÷(-0,01)
Нейтральна стратифікація	4	<   0,01
Слабка стійкість	5	(0,01)÷ (0,0316)
Помірна стійкість	6	$(0,0316) \div (0,1)$
Сильна стійкість	7	> 0,1

Число Річардсона розраховувалося, використовуючи параметризацію приземного шару з застосуванням однойменної теорії подібності.

Складові коефіцієнта дифузії K (м<sup>2</sup>/с) розраховуються в залежності від параметра стійкості,  $j_s$ , швидкості вітру на ефективній висоті джерела,  $u_{ef}$ , та координат в локальній системі відносно джерела:

$$K_{z} = u_{ef} \cdot A_{zj_{s}} \cdot \left(\sqrt{x^{2} + y^{2}}\right)^{B_{zj_{s}}},$$
$$K_{x} = u_{ef} \cdot A_{xj_{s}} \cdot \left(\sqrt{x^{2} + y^{2}}\right)^{B_{xj_{s}}},$$

де  $A_{zj_s}$ ,  $B_{zj_s}$ ,  $A_{xj_s}$ ,  $B_{xj_s}$  – коефіцієнти, які залежать від умов температурної стратифікації.

# 9.2 Характеристика промислових підприємств, використаних в моделі, як джерел забруднення атмосферного повітря

За даними, що містяться в [97] в Одеській області на державному обліку знаходяться 69 промислових підприємств міста Одеси. Нами були обрані лише ті, які причетні до викидів сумішей з вагомим внеском у загальний стан атмосферного забруднення, таких як діоксид азоту (код 301), діоксид сірки (код 330) та оксид вуглецю (код 337). Перелік використаних підприємств наведено на рис. 9.1.

06	Объект Расчет Карта Отчет Установки Справка					
ß	🗠 🔒 🔳	💽 <table-of-contents> ?</table-of-contents>	+  4   >  4	5	< (2	
Г	Кол горола	Кол промпл	Промплощалка	Хцентра	Y центра	Угол поворота
F	1			v demba	. 40.000	
$\vdash$	1			23000	50500	0
$\vdash$	1	2	Од.Коньячный завод 1	23700	50000	0
$\vdash$	1		Од. Конвячный завод 2	24000	50000	0
$\vdash$	1		стронтидравлика	22100	40500	- 0
$\vdash$	1		Vpcoupg spopgug	29000	<del>40000</del>	- 0
$\vdash$	1		Приская твардия	28200	57000	0
$\vdash$	1	/	ТОВ Помоит	23200	55000	0
$\vdash$	1			21300	55000	0
$\vdash$	1			25200	40200	0
$\vdash$	1	10	Од. кноерв. з-д 1	25200	49300	0
$\vdash$	1	11	Од. кнсерв. з-д 2	25000	50200	U
$\vdash$	1	12	Одессапродконтракт	33500	67200	U
$\vdash$	1	13	CAU CAU Tipecomati	21600	51000	U
$\vdash$	1	14	ЗАТ Одессакондитер	26200	51200	0
$\vdash$	1	15	ЗАТ Одессакондитер2	28100	49900	0
$\vdash$	1	17		20000	50500	0
$\vdash$	1	17		27500	59500	0
$\vdash$	1			22400	5000	
$\vdash$	1	19	Строикомо	22400	52300	0
$\vdash$	1	- 20	Терномор. игрушка	19900	50000	0
$\vdash$	1		черноморгидро ж.о.	21700	52300	0
$\vdash$	1			23000	55990	0
$\vdash$	1			2,000	50400	-
	1	24	ЗАО Олессиие прохоми	20000	30400 //aann	0
	1	2	Спольственные	-24999	43300	0
	1		Стальканат	26000	50100	0
	1	27		23300	54800	0
F		20	Стальметиз	20000	34000	U

Викреслені підприємства – це підприємства, які на цей час не існують або які не мають джерел викидів обраних видів сумішей.

Рисунок 9.1 - Перелік використаних підприємств, які здійснюють викиди забруднюючих речовин в повітряний басейн м.Одеса, і знаходяться на державному обліку.

В подальшому було проведене ранжування підприємств по викидам за вищевказаними трьома речовинами (табл. 9.2).

Номер цілприсмстра	Вид суміші			
	діоксид сірки	діоксид азоту	оксид	
	(код 330)	(код 301)	вуглецю	
рис. 9.1			(код 337)	
2	-	+	+	
3	+	+	+	
4	-	+	+	
6	+	+	+	
7	-	+	+	
8	+	+	+	
10	-	+	+	
11	+	+	+	
12	-	+	+	
13	+	+	+	
14	-	+	+	
15	+	+	+	
17	+	+	+	
19	-	+	+	
21	-	+	+	
24	-	+	+	
25	+	+	+	
27	-	+	+	
28	+	+	+	
Всього промислових	9	19	19	
майданчиків				

Таблиця 9.2 – Ранжування використаних підприємств за видом суміші.

Таким чином, за сумішшю діоксиду сірки було обрано 9 промислових майданчиків, а за оксидом вуглецю та діоксидом азоту – 19. Кожен з промислових майданчиків має певну кількість джерел (в рамках цієї роботи

розглядаються лише організовані джерела у вигляді труб), які викидають суміші різних видів. В таблиці 9.3 наведена інформація про кількість організованих джерел, які містяться на тому чи іншому промисловому майданчику по кожному обраному виду суміші окремо.

Таблиця 9.3 – Кількість організованих джерел на промисловому майданчику, які викидають обрані суміші.

Номер	Кількість	Кількість	Кількість
промислового	організованих	організованих	організованих
майданчика	джерел, які	джерел, які	джерел, які
	викидають діоксид	викидають оксид	викидають діоксид
	сірки	вуглецю	азоту
2	0	5	4
3	1	1	1
4	0	5	2
6	8	14	12
7	0	1	1
8	4	7	6
10	0	14	6
11	1	1	1
12	0	1	2
13	6	20	14
14	0	8	6
15	2	38	28
17	2	18	3
19	0	1	3
21	0	7	7
24	0	3	1
25	1	3	3
27	0	9	9
28	2	12	10
Всього джерел	27	168	119

Інформація про технічні характеристики кожного з джерел промислового майданчика наводиться в додатку Ж.

### 9.3 Вхідні параметри

Для розрахунку просторових полів концентрацій суміші необхідний ряд вхідних параметрів, до яких відносяться напрям та швидкість вітру, температура на рівні 2 м, параметр шорсткості, параметр стійкості. В рамках математичного чисельного моделювання граничного шару атмосфери над Північно-Західним регіоном Причорномор'я в період з 00 годин 12 травня до 12 годин 14 травня 1992 року були отримані вище перелічені поля, які формувалися у вигляді числової матриці у певній послідовності. Такі матриці формувалися через кожні півгодини і в подальшому використовувалися для визначення особливостей просторового розподілу суміші в розглядуваному регіоні.

Зокрема, в моделі розрахунку концентрацій суміші використовувалися поля модуля швидкості вітру та параметра стійкості. На основі цих полів отримувалися розподіли останніх величин уздовж вісі факелу для подальшого розрахунку відповідних коефіцієнтів дифузії, а також просторові поля цих коефіцієнтів.

Слід зазначити, що в точці знаходження джерела також задавалися такі метеорологічні величини як швидкість та напрям вітру на анемометричному рівні, температура повітря на рівні 2 м і параметр стійкості. Швидкість вітру застосовувалася для визначення модифікованої та ефективної висоти джерела, а також швидкості на рівні джерела. Напрям вітру - для переходу від декартової системи до локальної системи координат, яка формується відносно джерела. Температура повітря – для визначення ефективної висоти джерела.

Розрахунки здійснювалися по кожному виду суміші окремо, а отримані просторові поля сумувалися в кожному вузлі розрахунквої області та відтворювалися наявними графічними програмами.

Файл з вхідними даними, що стосувалися самого джерела забрудення мав структуру, як показано на рис. 9.2.

Структура файлу вхідних даних, який містив інформацію про

252
термодинамічну структуру ГША у вибраний момент часу, наведений на рис. 9.3. Цей файл є результатом роботи математичної чисельної тривимірної мезомасштабної моделі (див. розділ 1), тому представляється тут в оригінальному вигляді без будь-яких змін. Для розрахунків концентрації суміші використовувалися значення величин не з усіх колонок, а лише тих, які відносяться до рівня 2 м та 10 м і які дають інформацію про просторову сітку області розрахунків.

dlx lx 5000 10	dd Uref 0 10 44	ta z0 20 0	js Ns 1-1	source 9	qf 0	G zi	X 50000	Y 35000	zr 2	tempwarmest 40.0	namePN S02	PN 0330	PDK 500
N	NamePM	Tsourc	e Q	hs	Ds	ts	Rasx		-				
1	3	Р	26.0	7	0.3	140.0	0.42						
2	6	Р	68.0	17	1.0	42.0	3.52						
3	6	Р	2.4	15	0.3	45.0	0.268						
4	6	Р	1083.0	15	0.5	25.5	1.5						
5	6	Р	282.0	15	0.5	40.0	1.51						
6	6	Р	165.0	20	0.5	70.0	1.02						
7	6	Р	3.0	19	0.5	28.0	1.41						
8	6	Р	263.0	12	0.5	74.0	1.28						

Тут dlx – крок просторової сітки в м; lx – сторона області розрахунку в км; dd – напрям вітру в точці розташування джерел забруднення; Uref – швидкість вітру на рівні 10 м; ta – температура повітря на рівні 2 м; z0 – параметр шорсткості в м; js – параметр стійкості; Nsource – кількість джерел; qf – фонова концентрація суміші мг/м<sup>3</sup>; G – коефіцієнт осідання; zi – висота приземного шару в м; X, Y – координати розташування джерел в області розрахунку; zr – рівень рецептора в м; tempwarmest – середня температура самого теплого місяця року ; namePN – назва суміші; PN – код суміші; PDK – гранично-допустима концентрація суміші; N – порядковий номер джерела; NamePM – номер промислового майданчика згідно з переліком, що на рис. 9.1; Tsource – тип джерела (P - точковий); Q – потужність джерела в мг/с; hs – висота джерела в м<sup>3</sup>/с; Ntr – номер труби на промиловому майданчику.

## Рисунок 9.2 – Структура файлу вхідних даних, що стосуються самого джерела.

day_hour	t	z	lat	long	temp2	q2	<b>u10</b>	tempz	umod	dd	q	ts0	p0	p2000	w	Ri
12.50	12.00	50.00	30.01	46.19	20.41	10.25	4.10	7.78	4.37	10.50	9.7607	22.11	1012.17	801.74	0.00000000	-0.264
12.50	12.00	50.00	30.01	46.24	20.40	10.26	4.03	7.77	4.29	10.24	9.7849	22.15	1012.17	801.74	0.00000000	-0.276
12.50	12.00	50.00	30.01	46.28	20.35	10.19	3.96	7.74	4.20	10.02	9.7295	22.06	1012.17	801.74	0.00000000	-0.276
12.50	12.00	50.00	30.01	46.33	20.31	10.17	3.91	7.71	4.13	10.06	9.7215	22.04	1012.17	801.74	0.00000000	-0.282
12.50	12.00	50.00	30.01	46.38	20.25	10.09	3.94	7.67	4.16	10.47	9.6499	21.90	1012.17	801.74	0.00000000	-0.264
12.50	12.00	50.00	30.01	46.42	20.25	10.11	4.03	7.66	4.22	10.92	9.6335	21.89	1012.17	801.74	0.00000000	-0.255
12.50	12.00	50.00	30.01	46.47	20.26	10.13	4.07	7.66	4.28	11.48	9.6399	21.89	1012.17	801.74	0.00000000	-0.250
12.50	12.00	50.00	30.01	46.51	20.25	10.14	4.11	7.66	4.30	11.84	9.6595	21.83	1012.17	801.74	0.00000000	-0.239
10.50	12.00	50.00	20.01	46.56	20.25	10.12	4 12	7.66	4 21	12.10	0 6577	21.64	1012 17	901 74	0 0000000	0.240

day\_hour – дата в частках від доби; t – час доби; z – висота в м; lat, long – широта та довгота в десяткових градусах; temp2 – температура на рівні 2 м в  ${}^{0}$ C; q2 – масова частка водяної пари в г/кг; u10 – швидкість вітру на рівні 10 м; tempz – температура на рівні 50 м в  ${}^{0}$ C; umod – швидкість вітру на рівні 50 м в м/с; dd - напрям

модуля швидкості вітру на рівні 50 м в градусах; q – масова частка водяної пари на рівні 50 м в г/кг; ts0 – температура підстильної поверхнв <sup>0</sup>C i; p0 –тиск на рівні моря в гПа; p2000 – тиск на рівні 2000 м в гПа; w – вертикальна складова модуля швидкості вітру в м/с; Ri – число РічардсонаІ.

Рисунок 9.3 - Структура файлу вхідних даних, який містив інформацію про термодинамічну структуру ГША у вибраний момент часу.

З просторової сітки, на якій розміщувалася область розрахунків мезомасштабної моделі ГША, була виділена прямокутна область (нижній лівий кут: 46,41° пн.ш., 30,66° сх.д.; правий верхній кут: 46,64° пн.ш., 30,83° сх.д.), в межах якої були отримані поля концентрації сумішей від обраних промислових майданчиків (рис. 9.4). Площа цієї області складала величину 15х25 км<sup>2</sup>.



Рисунок 9.4 – Схема розміщення квадрату області розрахунків на карті північно-західного Причорномор'я.

Горизонтальні поля температури повітря, швидкості вітру та параметра стійкості 3 материнської області, тобто розрахункової області мезометеорологічної моделі с горизонтальним кроком в 5 км, передавалися у дочерну область просторового масштабу та розподілення. меншого

Просторовий крок останньої складав величину 100 м. Відповідно значення метеорологічних величин з вузлів сітки материнської області інтерполювалися у вузли сітки дочерної області. Було розглянуто всього 5 випадків, які відповідали строкам 00 та 12 годин в період з 12 до 15 травня. Відповідні поля температури повітря, швидкості вітру та числа Річардсона наведені на рис. 9.5 - 9.9.



Рисунок 9.5 – Модельні горизонтальні поля температури повітря на рівні 2 м в <sup>0</sup>С (а), швидкості вітру на рівні 10 м в м/с (б) та числа Річардсона (в) о 12 годині 12 травня 1992 р. над розглядуваною областю. Білі хрестики – це промислові майданчики згідно з нумерацією, що рис. 9.1.

Розглянувши останні за момент часу 12 годин (рис. 9.5, 9.7, 9.9) можна виділити загальні риси просторового розподілу. По-перше, ополудні, коли сонячна активність максимальна, над сушею формуються нестійкі умови за температурною стратифікацією, про що свідчать значення чисел Річардсона (рис. 9.5 (в), 9.7 (в), 9.9 (в)), де вони складають величини менші -0,1 (сильна та дуже сильна нестійкість). По-друге, температура повітря в шарі біля підстильної поверхні над сушею в цей момент часу вища за відповідну температуру над морем (рис. 9.5 (а), 9.7 (а), 9.9 (а)) та приймає значення від 18,9 до 22 <sup>0</sup>С. По-третє, завдяки тому, що над морем формуються умови в межах від нейтральних на границі переходу між сушею та морем до слабко стійких над





морською поверхнею (число Річарсона варіює в межах від 0 до 0,02), процеси турбулентного обміну ослаблені. Це призводить до зменшення кількості перенесеної кінетичної енергії з вищележачих шарів повітря в нижчележачі, зменшуючи при цьому модульне значення швидкості вітру над морем в порівнянні зі швидкістю руху повітря над сушею (рис. 9.5 (б), 9.7 (б), 9.9 (б)).

О 00 годині в розглядуваний період часу модельні та фактичні просторові поля теж мають подібні між собою властивості розподілу (рис. 9.6, 9.8). Зокрема, над усією областю формуються стійкі умови з ослабленими процесами турбулентності. Число Річардсона набуває значень від 0,03 (слабка стійкість) над морем до 0,19 (сильна стійкість) над суходолом (рис. 9.6 (в),



Рисунок 9.7 – Модельні горизонтальні поля температури повітря на рівні 2 м в <sup>0</sup>С (а), швидкості вітру на рівні 10 м в м/с (б) та числа Річардсона (в) о 12 годин 13 травня 1992 р. над розглядуваною областю. Білі хрестики – це промислові майданчики згідно з нумерацією, що рис. 9.1.



Рисунок 9.8 – Модельні горизонтальні поля температури повітря на рівні 2 м в <sup>0</sup>С (а), швидкості вітру на рівні 10 м в м/с (б) та числа Річардсона (в) о 00 годин 14 травня 1992 р. над розглядуваною областю. Білі хрестики – це промислові майданчики згідно з нумерацією, що рис. 9.1.

9.8 (в)). Температура повітря та модуль швидкість вітру зменшуються при переході з моря на сушу (рис. 9.6 (а,б), 9.8 (а, б)) на 2,5 <sup>0</sup>С та 3 м/с відповідно, що пояснюється, по-перше, відсутністю сонячної радіації, по-друге, наявністю слабкого турбулентного перемішування.





При здійсненні розрахунків ці поля були використані таким чином. Поперше, формувалися відповідні підвітряні розподіли швидкості вітру та параметру стійкості. Тобто, згідно з заданим напрямком вітру визначалися положення вісі факела на просторовій сітці та точки перетину останньої з сітковими лініями, в яких розраховавулися шукані відстані від джерела та значення метеорологічних величин. По-друге, в точках розташування того чи іншого промислового майданчика для розрахунку ефективної висоти джерела задавалися температура повітря, модуль швидкості вітру та параметр стійкості у відповідності з просторовими полями, що на рис. 9.5-9.9.

## 9.4 Особливості просторового розподілу концентрації сумішей над північно-західною частиною Причорномор'я

В результаті попереднього аналізу отриманих просторових розподілів концентрацій діоксиду сірки, оксиду вуглецю та діоксиду азоту була виявлена подібність між ними у денні та нічні строки. Тобто, подібність у характері розповсюдження сумішей над містом Одеса спостерігається о 12 годині на протязі усього періоду моделювання та о 00 годині з 12 травня до 14 травня 1992 року. Згідно з вищесказаним наведемо відповідні поля лише за 12 годин 12 травня та 00 годин 13 травня 1992 року (рис. 9.10 – 9.11) по кожному з видів сумішей.

Ополудні, коли над підстильною поверхнею формуються нестійкі умови за температурною стратифікацією та інтенсивне турбулентне перемішування площа, забруднена промисловими сумішами, порівняно невелика (рис. 9.10), а максимальні концентрації спостерігаються недалеко від самого джерела забруднення. На рис. 9.10 заштрихована площа сірим кольором означає, що в її межах спостерігається концентрація суміші більша 0 мкг/м<sup>3</sup>. Найбільші значення діоксиду сірки у цей час (рис. 9.10 (а)) складають величину біля 95 мкг/м<sup>3</sup>., що не перевищує гранично-допустимої концентрації в 0,5 г/м<sup>3</sup>, яка встановлена для цієї суміші.

Забруднена хмара оксидом вуглецю (рис. 9.10 (б)) виявилася більшою за площею та охоплює майже всю південно-західну частину розрахункової області, оскільки при формуванні вихідних даних по технічним характеристикам кількість джерел, які викидають у атмосферу цю суміш, є найбільшою. Максимальні значення концентрації складають величину біля 900 мкг/м<sup>3</sup> при гранично-допустимих рівнях концентрацій в 5 г/м<sup>3</sup>.

Горизонтальне поле діоксиду азоту (рис. 9.10 (в)) є меншим за площею від відповідного поля оксиду вуглецю та характеризується максимальними концентраціями в 26 мкг/м<sup>3</sup>. Гранично-допустима концентрація для цієї суміші складає величину в 0,085 г/м<sup>3</sup>.

У нічний строк, коли у приземному шарі атмосфери формуються стійкі за



Чорними хрестиками позначені промислові майданчики згідно з нумерацією, що наведена на рис. 9.1

Рисунок 9.10 – Розраховані горизонтальні поля концентрацій сумішей: діоксиду сірки (а), оксиду вуглецю (б) та діоксиду азоту (в) над м. Одеса 12 травня 1992 року о 12 годині.



Рисунок 9.11 – Розраховані горизонтальні поля концентрацій сумішей: діоксиду сірки (а), оксиду вуглецю (б) та діоксиду азоту (в) над м. Одеса 12 травня 1992 року о 00 годині.

температурною стратифікацією умови та слабке турбулентне вертикальне перемішування, розповсюдження сумішей відбувається переважно В горизонтальному напрямку (рис. 9.11). У зв'язку з цим, всі горизонтальні поля концентрації для трьох видів сумішей мають значні площі, які протягаються від джерел уздовж напрямку вітру до краю розрахункової області. Максимальна концентрація діоксиду сірки (рис. 9.11 (a)) хоча така ж, як і у денні години, але її розташування зміщене за віссю факелу. Ця особливість стосується максимальних концентрації решти вилів розглядуваних сумішей (рис. 9.11 (б, в)). Слід сказати, що вночі найбільші значення концентрації оксиду вуглецю складають 1400 мкг/м<sup>3</sup>, а діоксиду азоту – 55 мкг/м<sup>3</sup>, що не перевищують гранично-допустимих концентрації для цих сумішей.

Крім того, певний інтерес представляють розрізи полів концентрацій сумішей в площині X-Z (рис. 9.12) за 12 та 00 годин. Для кожного виду сумішей нами було обрано по одному джерелу, яке характеризувалося максимальною потужністю серед інших джерел. Так для діоксиду сірки, оксиду вуглецю та діоксиду азоту вибір впав на джерело з восьмого промислового майданчика (TOB Цемент) з потужністю в 1414 мг/м<sup>3</sup>, 4819 мг/м<sup>3</sup> та 11864 мг/м<sup>3</sup> відповідно.

На розглядуваному розрізі (рис. 9.12 (а,б,в)) видно, що у денні години область максимальних значень концентрацій за рахунок інтенсивного вертикального турбулентного перемішування розташовується недалеко від самого джерела: для діоксиду сірки ця відстань дорівнює близько 100 м, для оксиду вуглецю – 250 м, для діоксиду азоту – 200 м, - та простягається по всій товщі приземного шару атмосфери, поступово зменшуючись при віддаленні від джерела. На відстані біля одного км величина концентрації сумішей спадає та наближається до нуля.

У нічні години (рис. 9.12 (г, д, е)) область з максимальними значеннями концентрацій сумішей, по-перше, зміщується уздовж вісі факелу на відстань 1500-2000 м, по-друге, розповсюджується на нижні 50 м. Крім того, видно чітку залежність вихідних значень концентрацій від потужності джерела: чим вища потужність, тим вища вихідна концентрація тої чи іншої суміші.



Х-координата уздовж вісі факелу, 10\*м Х-координата уздовж вісі факелу, 10\*м Х-координата уздовж вісі факелу, 10\*м
Рисунок 9.12 – Підвітряні розрізи полів концентрацій сумішей діоксиду сірки (а), оксиду вуглецю (б) та діоксиду азоту (в)
у площині Х-Z, утворені у результаті дії джерел, які характеризуються максимальною потужністю серед інших джерел
відповідної групи у денний (а, б, в) та нічний (г, д, е) строки.

## ВИСНОВКИ

Згідно з проведеними розрахунками по вибору найкращої параметризації турбулентних процесів у граничному шарі атмосфери над однорідною океанською поверхнею були зроблені наступні висновки:

1) кожен сезон року потребує використання свого методу параметризації цих процесів із-за різних термодинамічних процесів, які розвиваються в нижньому приводному шарі;

2) майже у всі сезони року, окрім весни, найкраще параметризується структура граничного шару за допомогою k-теорії з b-l-замиканням. Не дивлячись на те, що проводилися експерименти з використанням b-є – замикання, та замикання більш високого порядку. У весняний період найкращу відповідність даним спостережень показала параметризація першого порядку замикання;

3) параметризація потоків теплового балансу характеризується добрим відтворенням фактичної поведінки відповідних величин, окрім потоків ефективного випромінювання, що є задатком адекватного опису процесів на границі взаємодії атмосфера-океан;

4) в літній період року, коли сонячна радіація найбільш інтенсивна, в модельних розрахунках температури поверхні океану відмічається значне завищення, не дивлячись на те, що це завищення суперечить відтвореним тепловим потокам на поверхні океану. Детальний пошук такої поведінки температури поверхні океану в цей період показав, що необхідно більшу увагу приділити вертикальному розподілу коефіцієнта поглинання з глибиною та перерозподілу сонячного тепла між верхнім тонким шаром та глибинними шарами води, а також врахувати залежність коефіцієнта поглинання від висоти Сонця.

В результаті проведених розрахунків, використовуючи взаємодіючу модель

«граничний шар атмосфери – приповерхневий шар ґрунту», з метою оцінки схем параметризацій турбулентних процесів та наступного кількісного та якісного аналізу можна зробити наступні висновки:

1) моделі першого порядку замикання показали найгірше узгодження при порівнянні просторово-часової структури температури та швидкості вітру в граничному шарі атмосфери, оскільки для параметрів турбулентності використовуються ті чи інші діагностичні співвідношення, які базуються на застосуванні числа Річардсона в різному формульному представленні. Процеси в граничному шарі не можна назвати постійними за часом та його структура не може описуватися за одним якимось законом, оскільки має неоднорідний характер завдяки складності самого процесу турбулентності;

 серед проведених експериментів, в яких використовувалося b-l замикання, але при описанні шляху змішування застосовувалися різні функції стійкості, які залежали від числа Річардсона, найкраще узгодження з фактичними даними за статистичними характеристиками мають експерименти ЕО (шлях змішування описується виразом по Карману) і Е1 (по Блєкадару), Еб і Е7 (за функціями стійкості по числу Ріардсона), Е9 і Е10 (використовується вирази для визначення вертикальної складової кінетичної енергії турбулентності). Також відносно добрим узгодженням характеризуються експерименти, в яких застосовувалося *b*-*ɛ*-замикання;

3) при відтворенні добового ходу температури повітря найближче до фактичного розподілу виявилася крива добового ходу з E10, оскільки на усіх рівнях моделлю відтворювалися зміщення максимумів в сторону збільшення годин доби з висотою, але з деяким заниженням значень температури;

4) модельний добовий хід швидкості вітру показав заниження останньої, особливо в нижній частині граничного шару у всіх експериментах, але з найкращим узгодженням з фактичним розподілом в Е0;

5) в добовому розподілі масової частки водяної пари теж відмічається

заниження вологості на всіх рівнях і у всіх експериментах, але експеримент E10 має найменшу абсолютну похибку відносно фактичних значень масової частки водяної пари;

6) модель з різними схемами параметризації добре відтворює термічну структуру стійкого ГША, але не відтворює в цей період струменів нижніх рівнів більше прагнучі за формою до кривої вертикального розподілу швидкості вітру, яка описується логарифмічним законом;

7) при описанні денного ГША лише експеримент Е11 характеризується в певні години дня наявністю добре змішаного ГША, але тоншого, ніж спостерігалося за фактом. Решта експериментів хоча й відтворюють нестійкий за температурою приземний шар, але вище температура лінійно убуває з градієнтом, який притаманний стратифікації верхньої частини ГША.

За результатами порівнянь наявних фактичних розподілів у часі та просторі метеорологічних величин та відповідних розподілів, отриманих внаслідок чисельного моделювання граничного шару атмосфери за допомогою тривимірної мезометеорологічної моделі над північно-західною частиною причорноморського регіону виявлено:

- модельна температура повітря та масова частка водяної пари на рівнях 2 м та вище добре узгоджується з даними спостережень, окрім середнього періоду інтегрування, що може бути пов'язано з переоцінкою потоків сонячної радіації, що в свою чергу впливає на загальний тепловий баланс на цих рівнях;
- 2) швидкість вітру на рівні 10 м, яка грає важливу роль в перерозподілі концентрацій суміші та формуванні відповідного горизонтального поля, добре узгоджується з даними спостережень, окрім середнього періоду інтегрування, коли за фактом спостерігалася змінна хмарність, що значно ускладнює адекватне врахування її впливу на загальний термодинамічний стан атмосфери;

3) розрахований часовий хід температури поверхні суші хоча й має подібні зміни за часом, як це спостерігається за натурними даними, але амплітуда виявилася значно меншою. Останнє задає нові питання про адекватність відтворення потоків теплового балансу.

Розраховані поля концентрацій сумішей, які мають найбільший внесок у забруднення атмосфери у Одеському регіоні, до яких відносяться діоксид сірки, оксид вуглецю та діоксид азоту, отримані за діагностичною формулою, запропонованою в [94], показують, що:

- максимальні концентрації обраних сумішей не перевищують відповідні гранично-допустимі концентрації;
- не дивлячись на не перевищення норм за величиною ГДК області з забрудненим повітрям все одно наявні, що може призвести до акумулятивного негативного ефекту на організм людини та виникнення функціональних змін різного ступеня;
- області із забрудненим повітрям вдень менші, аніж вночі, а максимальні концентрації спостерігаються в першому випадку недалеко від самого джерела, а в другому – розповсюджуються на 1,5-2 км уздовж вісі факелу в напрямку вектору швидкості вітру;
- у площині X-Z область з максимальними концентраціями сумішей вдень простягається по всій товщі приземного шару, а вночі – лише в шарі 30-50 м.

## ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

*36.* Hortal M. Aspects of the numerics of the ECMWF model. Recent developments in numerical methods for atmospheric modelling, Procs. of the ECMWF Seminar 7–11 September 1998, Reading, UK: 1999, P. 50.

37. Dandou A., · Tombrou M., · Kalogiros J., · Bossioli E., · Biskos G., · Mihalopoulos N., · Coe H. Investigation of Turbulence Parametrization Schemes with Reference to the Atmospheric Boundary Layer Over the Aegean Sea During Etesian Winds. Boundary-Layer Meteorol., 2017, 164, no 2, pp. 303-329.

38. Adriano Battisti, · Otávio C. Acevedo, · Felipe D. Costa, · Franciano S. Puhales,
· Vagner Anabor, · Gervásio A. Degrazia Evaluation of Nocturnal Temperature
Forecasts Provided by the Weather Research and Forecast Model for Different
Stability Regimes and Terrain Characteristics. Boundary-Layer Meteorol., 2017, 162,
no 3, pp. 523-546.

39. Ben Yang, · Yun Qian, · Larry K. Berg, · Po-Lun Ma, · Sonia Wharton, · Vera Bulaevskaya, · Huiping Yan, · Zhangshuan Hou, · William J. Shaw Sensitivity of Turbine-Height Wind Speeds to Parameters in Planetary Boundary-Layer and Surface-Layer Schemes in the Weather Research and Forecasting Model. Boundary-Layer Meteorol,. 2017, 162, no 1, pp. 117-142.

40. Nielsen-Gammon JW, Hu X-M, Zhang F, Pleim JE Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation. Mon Weather Rev, 2010, 138, no 9, pp. 3400–3417.

41. Атлантический и Индийский океаны: атлас океанов.Л.: МО, 1977.

42. Казаков О. Л., Іванова О. В. Радіаційні потоки – ключовий фактор взаємодії між атмосферою та океаном. Короткохвильові потоки // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. Вип. 8. С. 168-181. (http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/08-uk/#post-4795)

43. Zhao C, Liu X, Qian Y, Yoon J, Hou Z, Lin G, McFarlane S, Wang H, Yang B, Ma PL, Yan H, Bao J A sensitivity study of radiative fluxes at the top of atmosphere

to cloud-microphysics and aerosol parameters in the community atmosphere model CAM5. Atmos Chem Phys, 2013, 13, no 21, pp. 10969–10987.

44. Bénard P., Vivoda J., Masek J., Smoliková P., Yessad K., Smith Ch., Brozková R., Geleyn J.-F. Dynamical kernel of the Aladin NH spectral limitedareamodel: Revised formulation and sensitivity experiments, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2010, Vol. 136, pp. 155–169.

45. Girard C., Benoit R., Desgagné M. Finescale topography and the MC2 dynamics kernelю. Mon. Weather Rev, 2005, Vol. 133, pp. 1463–1477.

46. Толстых М.А. Полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ. Гидрометцентр России, Институт вычислительной математики РАН, 2010, 24 с.

47. Толстых М.А., Желен Ж.-Ф., Володин Е.М., Богословский Н.Н., Вильфанд Р.М., Киктев Д.Б., Красюк Т.В., Кострыкин С.В., Мизяк В.Г., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Шляева А.В., Эзау И.Н., Юрова А.Ю. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ. Метеорология и гидрология, 2015, № 6, с. 25-35.

48. Farah Kanani-Sühring, Siegfried Raasch Enhanced Scalar Concentrations and Fluxes in the Lee of Forest Patches: A Large-Eddy Simulation Study. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 164, no 1, pp. 1-17.

49. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Improving Wind-Ramp Forecasts in the Stable Boundary Layer. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 163, no 3, pp. 423-446.

*50.* Shamsoddin Sina, Porté-Age Fernando Large-Eddy Simulation of Atmospheric Boundary-Layer Flow Through a Wind Farm Sited on Topography. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 163, no 1, pp. 1-17.

*51.* Englberger Antonia, Dörnbrack Andreas Impact of Neutral Boundary-Layer Turbulence on Wind-Turbine Wakes: A Numerical Modelling Study. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 162, no 3, pp. 427-449.

52. George H. Bryan, · Rochelle P. Worsnop, · Julie K. Lundquist, · Jun A. Zhang A Simple Method for Simulating Wind Profiles in the Boundary Layer of Tropical Cyclones. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 162, no 3, pp. 475-502.c

*53.* Malbakhov V. M., Shlychkov V. A. Numerical modeling of a coherent structures ensemble with convection in the atmospheric boundary layer. Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud, 2001, no 7, pp. 35-41.

*54.* Letzel Maraus Oliver, Raosch Siegfried Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. J. Atmos. Sci., 2003, 60, no 18, pp. 2328-2341.

*55.* Zilitinkevich S. S., Esau I. N. On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer. Boundary-Layer Meteorol, 2002, 104, no 3, P. 371 - 379.

56. Гарбарук А.В., Стрелец М.Х., Шур М.Л. Моделирование турбулентности в расчетах сложных течений. С.-Пб.: Издательство Политехнического университета, 2012, 88 с.

57. Hrebtov M., · Hanjali'c K. Numerical Study of Winter Diurnal Convection Over the City of Krasnoyarsk: Effects of Non-freezing River, Undulating Fog and Steam Devils. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 163, no 3, pp. 469-495.

58. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Singlecolumn model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 2006, no 118, pp. 273-303.

*59.* Weng Wensong, Taylor Peter A. On modeling the one-dimensional atmospheric boundary layer. Bounday-Layer Meteorol, 2003, 107, no 2, pp. 371-400.

60. Lech Łobocki Turbulent Mechanical Energy Budget in Stably Stratified Baroclinic Flows over Sloping Terrain. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 164, no 3, pp. 353-365.

61. David E. Jahn, · Eugene S. Takle, · William A. Gallus Jr. Wind-Ramp-Forecast Sensitivity to Closure Parameters in a Boundary-Layer Parametrization Scheme. Boundary-Layer Meteorol, 2017, 165, no 3, pp. 475-490.

62. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы
/ Лыкосов В.Н. и др. М.: Издательство Московского университета, 2006.
295 с.

63. Зилитинкевич С. С., Эльперин Т., Клиорин Н., Рогачевский И. Замыкание

уравнений Рейнольдса для устойчиво стратифицированных турбулентных течений в атмосфере и океане // Український гідрометеорологічний журнал. 2009. № 4. С. 75-102. (http://uhmj.odeku.edu.ua/uk/category/2009-uk/04-uk/#post-4933)

64. Cuxart J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A. etc. Singlecolumn model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorology, 2006, no 118, pp. 273-303.

65. Демченко П. Ф. Параметризация высоты планетарного пограничного слоя при переходе к устойчивой стратификации // Мат. моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. М., 1989. С. 23-26.

66. Chimonas G. Steps, waves and turbulence in the stably stratified planetary boundary layer. Boundary-Layer Meteorol., 1999, 90, no. 3, pp. 397-421.

67. Mitzeva Rumjana, Gerova Gerdana Numerical study of the heat and moisture exchange in the morning boundary layer. Idojaras, 2000, 104, no 2, pp. 109 - 122.

33. Алисов Б.П., Полтораус Б.В. Климатология. М.: Издательство МГУ, 1974.300 с.

34. Атлантический и Индийский океаны: атлас океанов. Л.: МО, 1977.

35. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 394 с.

36. Зенковский В.А. Условия возникновения и повторяемость особо опасных ветров и волнения на океанской станции «С». Труды ГОИН. 1988. Вып. 192. С.107-112.

37. Романова Н.А., Романов Ю.А. Повторяемость циклонов и антициклонов над Северной Атлантикой в апреле и октябре 1980-1989 гг. Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 43-52.

38. Воробьев В.И. Высотные фронтальные зоны Северного полушария. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 232 с.

39. Схема средней зональной и средней меридиональной циркуляции атмосферы над северным полушарием. В кн.: «Динамика крупномасштабных процессов». -Л.: Наука, 1967.

40. Clarke R.H., Dyer A.J., Brook R.R., Reid D.G., Troup A.J. The Wangara experiment boundary layer data.

41. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. Вып. 4, Ч. 3а. 256 с.

42. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. Вып. 9, Ч. 1. 311 с.

43. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 223 с.

44. Руководство по поверке метеорологических приборов. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 419 с.

45. Методические указания по производству метеорологических и актинометрических наблюдений на научно-исследовательских судах. Л.: Изд. ГГО, 1983.

46. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 555 с.

47. Атлантический и Индийский океаны: атлас океанов. Л.: МО, 1977.

48. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Обнинск: ВНИИГМИ – МЦД, 1979.

Ч. 3: Декабрь 1978. 1979.

49. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Обнинск: ВНИИГМИ – МЦД. 1980.

Ч. 3: Январь - Ноябрь 1979. 1980.

50. Лыкосов В.Н. К-теория турбулентного планетарного пограничного слоя атмосферы и обобщенная гипотеза Буссинеска: М., 1988. 32 с. (Препринт/ ОВМ АН СССР).

51. Лыкосов В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя атмосферы над ЭАЗО Куросио. Математическое моделирование процессов пограничного слоя атмосферы и океана. М.: ОВМ АН СССР. 1989. С. 68-92.

52. Казаков А. Л., Лихачев С. М., Специализированный архів данных наблюдений для задач взаимодействия атмосферы и океана. Математические

модели в исследовании динамики океана. Новосибирск: ВЦ СОАН СССР. 1988. С.82-95.

53. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 292 с.

54. Сухоруков В.А., Дмитриев Н.В. Теория стационарного устойчиво стратифицированного дрейфового слоя трения океана. Морской гидрофизический журнал. 1986. № 5. С. 9-18.

55. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1992.

Т. 1: Теория турбулентности. 1992. 694 с.

56. Лазриев Г.Л., Иоселиани А.А. О характеристиках турбулентности в приземном слое атмосферы. Метеорология и гидрология. 1990. № 3. С. 26-31.

57. Казаков А.Л., Лыкосов В.Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. Труды ЗапСибНИИ. М.: Гидрометеоиздат, 1982. Вып. 5. С. 3-20.

58. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 303 с.

59. Казаков А.Л. К вопросу о параметризации тепловлагообмена при штормах применительно к задачам взаимодействия атмосферы и океана. Метеорология и гидрология. 1980. № 8. С. 58-64.

60. Задачник по динамической метеорологии: Учебное пособие для студентов ВУЗОВ / Гаврилов А.С., и др.; Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 165 с.

61. Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред Мазина И.П., Хргиана А.Х. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 647 с.

62. Stensrud D.J. Parameterization schems. Keys to understatding numerical weather predictions models. Cambridge University Press, 2007. 460 pp.

63. Динамическая метеорология. /Под ред Д.Л. Лайхтмана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 607 с.

64. Іванова О.В. Радіаційні потоки – ключовий фактор взаємодії між

атмосферою та океаном. Короткохвильові потоки. Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. Вип. 8.

65. Океанографические таблицы. Ленинград: ГоИН – Гидрометеоиздат. 1975.

66. Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л.:Гидрометеоиздат, 1980. 248 с.

67. Безруков Ю.Ф. Океанология. Часть 1. Физические явления и процессы в океане. Симферополь.: Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, 2006. 159 с.

68. Гаврилов А.С. Нестационарная задача о планетарном пограничном слое атмосфере с учетом радиационного теплообмена. Труды ЗСРНИГМИ. 1974. Вып. 11. С. 35-48.

69. Глазовская М.А. Почвы мира. М.:Издательство МГУ. 1973. 425 с.

70. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. С.-Пб.: Гидрометиздат. 1992. 419 с.

71. Кикоин И.К. Таблицы физических величин: Справочник. 1976. 1008 с.

72. Farah Kanani-Sühring, Siegfried Raasch Enhanced Scalar Concentrations and Fluxes in the Lee of Forest Patches: A Large-Eddy Simulation Study. Boundary-Layer Meteorol, 2017. 164, no 1. pp. 1-17.

73. David E. Jahn, Eugene S. Takle, William A. Gallus Jr. Improving Wind-Ramp Forecasts in the Stable Boundary Layer. Boundary-Layer Meteorol. 2017. 163, no 3. pp. 423-446.

74. Shamsoddin Sina, Porté-Age Fernando Large-Eddy Simulation of Atmospheric Boundary-Layer Flow Through a Wind Farm Sited on Topography. Boundary-Layer Meteorol, 2017. 163, no 1. pp. 1-17.

75. Englberger Antonia, Dörnbrack Andreas Impact of Neutral Boundary-Layer Turbulence on Wind-Turbine Wakes: A Numerical Modelling Study. Boundary-Layer Meteorol, 2017. 162, no 3. pp. 427-449.

76. George H. Bryan, · Rochelle P. Worsnop, · Julie K. Lundquist, · Jun A. Zhang A Simple Method for Simulating Wind Profiles in the Boundary Layer of Tropical Cyclones. Boundary-Layer Meteorol, 2017. 162, no 3. pp. 475-502.c

77. Malbakhov V. M., Shlychkov V. A. Numerical modeling of a coherent

structures ensemble with convection in the atmospheric boundary layer. Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos. Ocean and Environ. Stud. 2001. no 7. pp. 35-41.

78. Letzel Maraus Oliver, Raosch Siegfried Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. J. Atmos. Sci. 2003. 60, no 18. pp. 2328-2341.

79. Zilitinkevich S. S., Esau I. N. On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer. Boundary-Layer Meteorol. 2002. 104, no 3. P. 371 - 379.

80. Казаков А. Л., Иванова Е. В. Апробация численной модели пограничного слоя атмосферы на основании данных эксперимента Wangara // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2010. Вип. 10. С. 97-110. (http://bulletin.odeku.edu.ua/uk/category/2010-uk/10-uk/#post-4300)

81. Леженин А.А., Сперанский Л.С. Пространственная модель прогноза погоды в нижней тропосфере //Труды ЗапСибНИИ, 1984. -Вып. 63. -С.53-62.

82. Kazakov A.L., Lezhenin A.A., Speranskiy L.S Resultados Preliminares del Estudio de la Capa Limite Mesometeorologica de la Atmosfera en la Costa Norta Colombiana applicando un Modelo Numerico // Boletin Científico CIOH. - 1996. - No.17. – S.17-26.

83. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. -304с.

84. Сперанский Л.С., Леженин А.А. О применении метода расщепления в моделях пограничного слоя атмосферы //Труды ЗапСибНИИ. 1985. -Вып.75. - С.71-78.

85. Аргучинцев В.К., Гутман Л.Н., Пененко В.В., Сохов Т.З. Пространственная модель мезометеорологического пограничного слоя. Изв.АН СССР, 1975, сер.ФАО, т.11, №4, с.

86. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. – Труды Геофиз. инст. АН СССР, 1954, № 24 (151), с. 163-187.

87. Казаков А.Л., Лазриев Г.Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы //Известия АН СССР, серия ФАО, 1978. -Т.14. -№3. - С.257-263.

88. Казаков А.Л. Схема параметризации слоя постоянных потоков при неустойчивой стратификации для использования в численных моделях пограничного слоя. Метеорология, климатология и гидрология. 1999. -Вып.36. –С.83-99.

89. McGumber M.C., Pielke R.A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. 1.Soil layer. J.Geophys.Res. 1981. Vol.86. N C10. P.9929-9939.

90. Deardorff J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. J.Geophys.Res. 1978. Vol.83. N C4. P.1889-1903.

91. Гутман Л.Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. -Л.: Гидрометеоиздат, 1969. -220с

92. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. - 656с.

93. Кількісні характеристики циркуляційного та турбулентного режиму граничного шару атмосфери північного причорномор'я для цілей вітроенергетики/Науковий звіт № держреєстрації 0111U000227, ОДЕКУ, 2012.

94. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Типцов С.В. Решение уравнения турбулентной диффузии для стационарного точечного источника //Украинский гидрометеорологический журнал, 2008, № 3, с. 13-25.

95. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Е.В. Иванова, Влияние рельефа земной поверхности на уровень загрязнения атмосферного воздуха выбросами промышленных источников. // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2010. – вип. 9.

96. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессом. – Одесса, 2013. – 294 с.

97. Регулювання антропогенного навантаження на атмосферне повітря великих міст при несприятливих метеорологічних умовах. МАТЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ ПЛАНУВАННЯ ПОЛІВ КОНЦЕНТРАЦІЇ ШКІДЛИВИХ ДОМІШОК У АТМОСФЕРІ ВЕЛИКОГО МІСТА/Науковий звіт № держреєстрації, ОДЕКУ, 2010.

додатки

Додаток А. Часовий хід температури поверхні океану за цілий рік для різних експериментів 1,5 порядку замикання



Рисунок А.1 – Часовий хід температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання. Експеримент LYKOS1: 1) – E0; 2) – E1; 3) – E5; 4) – E6; 5) – E7; 6) – E8; 7) – E9; 8) – E10. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.



Рисунок А.2 – Часовий хід температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання. Експеримент LYKOS2: 1) – E0; 2) – E1; 3) – E5; 4) – E6; 5) – E7; 6) – E8; 7) – E9; 8) – E10. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.



Тисунок A.5 = тасовий хід температури поверхні води. Експеримент DMITR1: 1) – E0; 2) – E1; 3) – E5; 4) – E6; 5) – E7; 6) – E8; 7) – E9; 8) – E10. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.



Рисунок А.4 – Часовий хід температури поверхні води. Експеримент DMITR2: 1) – E0; 2) – E1; 3) – E5; 4) – E6; 5) – E7; 6) – E8; 7) – E9; 8) – E10. Чорна крива – фактична температура; сіра крива – розрахована.

Додаток Б. Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні океану за сезонами та за цілий рік для різних експериментів 1,5 порядку замикання



Рисунок Б.1 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E0): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.2 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E1): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.3 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E5): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.4 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E6): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.5 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E8): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.


Рисунок Б.6 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E9): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.7 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS1-E10): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.8 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E0): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.9 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E1): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.10 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E5): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.11 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E6): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.12 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E8): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.13 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E9): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.14 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент LYKOS2-E10): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.15 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E0): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.16 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E1): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.17 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E5): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.18 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E6): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.19 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E7): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.20 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E8): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.21 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E9): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.22 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR1-E10): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.23 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E0): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.24 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E1): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.25 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E5): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.26 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E6): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.27 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E7): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.28 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E8): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.29 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E9): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.



Рисунок Б.30 – Криві повторюваності фактичної та розрахованої температури поверхні води, отриманий з моделі 1,5 порядку замикання (експеримент DMITR2-E10): 1 – криві повторюваності з вибірки за цілий рік; 2 – з вибірки зимового періоду; 3 – весняного періоду; 4 – літнього; 5 - осіннього. Чорна крива – частотність фактичної температури; сіра крива – частотність розрахованої температури.

Додаток В. Поля приземного тиску, температури повітря та точки роси на висоті 2 м, а також масової частки водяної пари, знятих на станціях 1-го ПСР, в період з 12 год 12 травня 1992 року до 12 год 15 травня 1992 року наведені у додатку С.



Рисунок В.1 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 12 годині 12.05.1992 р. Область, окреслена білою кривою, є розрахунковою. Це стосується усіх ниженаведених рисунків.



Рисунок В.2 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 18 годині 12.05.1992 р.



Рисунок В.3 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 00 годині 13.05.1992 р.



Рисунок В.4 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 06 годині 13.05.1992 р.



Рисунок В.5 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 12 годині 13.05.1992 р.



Рисунок В.6 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 18 годині 13.05.1992 р.



Рисунок В.7 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 00 годині 14.05.1992 р.



Рисунок В.8 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в  ${}^{0}$ С (б), температури точки роси в  ${}^{0}$ С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 06 годині 14.05.1992 р.



Рисунок В.9 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 12 годині 14.05.1992 р.



Рисунок В.10 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 18 годині 14.05.1992 р.


Рисунок В.11 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 00 годині 15.05.1992 р.



Рисунок В.12 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури

точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 06 годині 15.05.1992 р.



Рисунок В.13 – Фактичні поля тиску, приведеного до рівня моря в гПа (а), температури повітря в <sup>0</sup>С (б), температури точки роси в <sup>0</sup>С (в) та масової частки водяної пари в г/кг (г), знятих зі станцій 1-го ПСР о 12 годині 15.05.1992 р.

ДОДАТОК Г. Фактичний часовий хід метеорологічних величин на АМСГ (Одесса), станціях Одеса-порт, Іллічівськ, порт Південний



Рисунок Г.1 - Фактичний часовий хід тиску на рівні моря (а), температури повітря (б), температури точки роси (в) , напряму (д) та швидкості вітру (г) на АМСЦ (1 – суцільна крива), станціях Одеса-порт (2 – короткий пунктир), Іллічівськ (3 – довгий пунктир), порт Південний (4 – штрих-пунктир) в період з 00 год 12.05.1992 до 21 год 14.05.1992 р.

ДОДАТОК Д. Фактичний часовий хід результатів строкових вимірюваь на станціях Одеської області: Одеса-Обсерваторія, Роздільна в період 00 год 12.05.1992 до 24 год 14.05.1992 р.



Рисунок Д.1 – Фактичний часовий хід тиску, приведеного до рівня моря (а), температури повітря на рівні 2 м (б) на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 - суцільна) та Роздільна (крива 2 - пунктирна).



Рисунок Д.2 – Фактичний часовий хід парціального тиску (а) та температури поверхні грунту (б) на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 - суцільна) та Роздільна (крива 2 - пунктирна).



Рисунок Д.3 – Фактичний часовий хід швидкості (а) та напрямку вітру (б) на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 - суцільна) та Роздільна (крива 2 - пунктирна).



Рисунок Д.4 – Фактичний часовий хід загального балу хмарності (а) та балу хмарності нижнього ярусу (б) на станціях Одеса-обсерваторія (крива 1 - суцільна) та Роздільна (крива 2 - пунктирна).

ДОДАТОК Е. Фактичні профілі метеорологічних величин, отриманих з даних радіозондування, о 12 та 00 годин на станції Одеса-обсерваторія в період з 12.05.1992 до 14.05.1992р.



Рисунок Е.1 – Фактичні вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одесаобсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 12.05.1992 р.



Рисунок Е.2 – Фактичні вертикальні профілі швидкості (а) та напрямку вітру (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 12.05.1992 р.



Рисунок Е.3 – Фактичні вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одесаобсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 13.05.1992 р.



Рисунок Е.4 – Фактичні вертикальні профілі швидкості (а) та напрямку вітру (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 13.05.1992 р.



Рисунок Е.5 – Фактичні вертикальні профілі температури повітря (а) та відносної вологості (б) на станції Одесаобсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 14.05.1992 р.



Рисунок Е.6 – Фактичні вертикальні профілі швидкості (а) та напрямку вітру (б) на станції Одеса-обсерваторія о 00 (крива 1 - суцільна) та 12 (крива 2 - пунктирна) год 14.05.1992 р.

ДОДАТОК Є. Фактичні просторово-часові розрізи метеорологічних величин за даними радіозондування на станції Одеса-обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 00 год 15.05.1992 р.



Рисунок Є.1 – Фактичне просторово-часове поле температури повітря (а) та масової частки водяної пари (б) за даними радіозондування на станції Одеса-обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р.



Рисунок €.2 – Фактичне просторово-часове поле швидкості (а) та напрямку вітру (б) за даними радіозондування на станції Одеса-обсерваторія в період з 00 год 12.05.1992 р. до 12 год 14.05.1992 р.

ДОДАТОК Ж. Технічні характеристики організованих джерел з промислових майданчиків обраних підприємств за видами сумішей

Ν	NamePM	Tsource	Q	hs	Ds	ts	Rasx
1	3	Р	26.0	7	0.3	140.0	0.42
2	6	Р	68.0	17	1.0	42.0	3.52
3	6	Р	2.4	15	0.3	45.0	0.268
4	6	Р	1083.0	15	0.5	25.5	1.5
5	6	Р	282.0	15	0.5	40.0	1.51
6	6	Р	165.0	20	0.5	70.0	1.02
7	6	Р	3.0	19	0.5	28.0	1.41
8	6	Р	263.0	12	0.5	74.0	1.28
9	6	Р	100.0	13	0.5	42	1.43
10	8	Р	4.6	4	0.5	65	2.27
11	8	Р	1414.0	60	3.5	162	72.76
12	8	Р	4.4	4	0.5	65	2.17
13	8	Р	3.4	7	0.35	85	0.096
14	11	Р	20.0	18	0.6	270	0.62
15	13	Р	181.0	25	2.0	300	9.4
16	13	Р	437.0	25	0.7	120	0.87
17	13	Р	203.0	20	0.4	120	0.39
18	13	Р	14.0	19	0.63	25.5	5.7
19	13	Р	0.0006	12	0.4	25.5	1.7
20	13	Р	0.0006	12	0.6	25.5	4.2
21	15	Р	154.2	7	0.35	25.5	1.44
22	15	Р	1277.0	42	1.4	155	8.86
23	17	Р	12.6	5	0.4	50	0.35
24	17	Р	777. <b>6</b>	32	0.8	85	2.56
25	25	Р	4.53	22	0.5	87	0.528
26	28	Р	74	15	0.45	150	4.8
27	28	Р	89	10	0.45	65	0.63

Рисунок Ж.1 - Технічні характеристики організованих джерел з промислових майданчиків обраних підприємств, які викидають діоксид сірки. Тут N – порядковий номер джерела; NamePM – номер промислового майданчика згідно з переліком, що на рис. 4.1; Tsource – тип джерела (P - точковий); Q – потужність джерела в мг/с; hs – висота джерела в м; Ds – діаметр джерела в м; ts – температура виходу газоповітряної суміші в <sup>0</sup>С; Rasx – витрати суміші в м<sup>3</sup>/с.

Ν	NamePM	Tsource	0	hs	Ds	ts	Rasx	Ntr
1	2	Р	23.0	6	0.4	25.5	1.1	15
2	2	P	4.2	7	0.15	144	0.0044	20
3	2	P	0.15	4	0.08	101	0.005	22
4	2	P	0.15	4	0.08	101	0.005	23
5	2	P	0.15	4	0.08	101	0.005	24
6	3	P	26.0	7	0.3	140	0.42	1
7	4	P	98.0	37	0.9	120	2.44	1
8	4	Р	21.0	8.5	0.57	32	2.60	18
9	4	Р	21.0	8.0	0.56	28	5.37	19
10	4	Р	428.0	8.0	0.5	30	4.50	20
11	4	Р	3.9	6.0	0.3	32	0.986	21
12	6	Р	181.0	17	1.0	42	3.52	1
13	6	Р	8.0	15	0.3	45	0.268	2
14	6	Р	1670.0	15	0.5	25.5	1.5	4
15	6	Р	56.0	15	0.5	25.5	1.5	5
16	6	Р	89.0	15	0.5	40	1.51	7
17	6	Р	72.0	20	0.5	70	1.02	8
18	6	Р	18.0	15	0.5	25.5	1.5	11
19	6	Р	96.0	19	0.5	28	1.41	16
20	6	Р	55.0	15	0.5	40	0.96	18
21	6	Р	9.0	12	0.5	25.5	1.5	20
22	6	Р	18.0	8	0.5	25.5	1.1	26
23	6	Р	95.0	15	0.6	25.5	1.61	27
24	6	Р	83.0	12	0.5	74	1.28	28
25	6	Р	105.0	13	0.5	42	1.43	29
26	7	Р	130.0	25	0.5	92	2.56	
27	8	Р	57.0	4	0.5	65	2.27	2
28	8	Р	4819.0	60	3.5	162	72.76	12
29	8	Р	136.0	30	0.8	62	7.57	21
30	8	Р	55.0	4	0.5	65	2.27	24
31	8	Р	313.0	30	1.2	138	3.34	28
32	8	Р	15.0	7	0.35	85	0.096	32
33	8	Р	52.0	9	0.3	28	1.571	34
34	10	Р	0.4	8	0.56	25	3.1	6
35	10	P	0.5	8	0.56	25	3.1	16
36	10	P	0.4	3	0.5	25	1.11	17
37	10	P	2.2	9	2.9	25	0.11	19
38	10	P	0.9	3	0.4	25	0.6	21
39	10	P	0.9	2	0.5	25	1.53	22
40	10	P	22	6.5	0.5	25	1.1	23
41	10	P	3.0	8	0.2	25	0.32	25
42	10	Р	31	8	0.21	110	0.19	27

Рисунок Ж.2 - Технічні характеристики організованих джерел з

промислових майданчиків обраних підприємств, які викидають оксид вуглецю. Тут N – порядковий номер джерела; NamePM – номер промислового майданчика згідно з переліком, що на рис. 4.1; Tsource – тип джерела (P - точковий); Q – потужність джерела в мг/с; hs – висота джерела в м; Ds – діаметр джерела в м; ts – температура виходу газоповітряної суміші в <sup>0</sup>C; Rasx – витрати суміші в м<sup>3</sup>/с; Ntr – номер

труби на промиловому майданчику. Аркуш 1.

43	10	Р	31	8	0.21	110	0.19 28
44	10	Р	374.0	30	1.0	129	4.859 32
45	10	Р	255.0	30	1.0	126	5.091 33
46	10	Р	560.0	40	1.0	117	9.876 34
47	10	Р	1.0	10	0.45	25	0.6 51
48	11	Р	1363.0	18	0.6	270	0.62
49	12	Р	4.2	6	0.56	25.5	1.9 51
50	13	Р	140280.2	25	2.0	300.0	9.4 1
51	13	Р	430.0	19	0.63	25.5	5.7 6
52	13	Р	198.0	25	1.0	120.0	2.7 16
53	13	Р	0.0008	12	0.4	25.5	1.7 18
54	13	Р	0.0008	12	0.6	25.5	4.2 19
55	13	Р	10.0	16	0.6	25.5	4.2 21
56	13	Р	1.56	16	0.45	40	0.56 24
57	13	Р	0.78	19.5	0.8	50	2.8 25
58	13	Р	1.56	16	0.8	30	0.75 27
59	13	Р	0.78	16	0.5	30	0.83 28
60	13	Р	18.0	20	0.5	25.5	2.1 39
61	13	Р	0.8	3	0.15	25.5	0.28 46
62	13	Р	0.5	6	0.46	50	2.1 52
63	13	Р	4.2	2.5	0.6	25.5	1.6 57
64	13	Р	0.8	16	0.8	25.5	2.7 61
65	13	Р	0.8	16	0.8	25.5	2.7 62
66	13	Р	12.0	16	0.4	25.5	1.7 63
67	13	Р	12.0	16	0.8	25.5	2.7 64
68	13	Р	0.8	16	0.6	25.5	1.9 65
69	13	Р	0.8	16	0.6	25.5	1.9 66
70	14	Р	682.5	10.5	0.33	175.0	1.56 8
71	14	Р	48.5	10	0.4	50	1.94 9
72	14	Р	765.6	10.5	0.45	157.0	1.75 10
73	14	Р	50.0	10	0.6	50	2.0 11
74	14	Р	34.8	10.5	0.6	33.0	2.78 12
75	14	Р	0.11	6	0.5	25.5	2.53 14
76	14	Р	0.11	5	0.5	25.5	2.53 15
77	14	Р	66.6	2	0.45	215.0	0.48 17
78	15	Р	0.09	5	0.2	25.5	0.33 29
79	15	Р	0.09	5	0.2	25.5	0.33 30
80	15	Р	11.8	5.5	0.2	125	0.47 34
81	15	Р	1.8	5.5	0.23	46	0.29 35
82	15	Р	0.05	10.5	0.25	25.5	0.42 44
83	15	Р	0.1	7	0.25	25.5	0.56 45
84	15	Р	0.05	2	3	25.5	0.83 53
85	15	Р	1359.0	15.4	0.4	195	1.45 63

Рисунок Ж.2 - Аркуш 2.

85	15	Р	1359.0	15.4	0.4	195	1.45 63
86	15	Р	12.1	15.4	0.4	30	1.94 64
87	15	Р	17.4	15.4	0.6	30	2.78 65
88	15	Р	1359.0	15.4	0.4	195	1.45 66
89	15	Р	18.0	12	0.3	230	0.14 69
90	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 70
91	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 71
92	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 72
93	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 73
94	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 74
95	15	Р	1.8	12	0.3	230	0.14 75
96	15	Р	93.8	12	0.25	360	0.10 76
97	15	Р	0.9	12	0.3	150	0.14 77
98	15	Р	93.8	12	0.25	360	0.10 78
99	15	Р	0.9	12	0.3	150	0.14 79
100	15	Р	93.8	12	0.25	360	0.10 80
101	15	Р	0.9	12	0.3	150	0.14 81
102	15	Р	93.8	12	0.25	360	0.10 82
103	15	Р	0.9	12	0.3	150	0.14 83
104	15	Р	6.1	12	0.25	230	0.14 84
105	15	Р	0.04	6	0.15	25.5	0.3 85
106	15	Р	0.04	6	0.15	25.5	0.3 86
107	15	Р	0.04	6	0.15	25.5	0.3 87
108	15	Р	375.0	15.4	0.4	200	0.4 88
109	15	Р	67.6	10	0.25	125	0.54 91
110	15	Р	3.4	10	0.28	46	0.54 92
111	15	Р	557.9	42	1.4	155	8.86 97
112	15	Р	419.8	38	1.0	156	4.95 98
113	15	Р	6.1	5	0.3	25.5	1.11 119
114	15	Р	0.0057	10	0.35	25.5	1.11 125
115	15	Р	12.1	15.4	0.4	30	1.94 67
116	17	Р	24.5	10	0.75	220	3.49 3
117	17	Р	34.4	10	0.75	175	3.36 4
118	17	Р	8.6	6	0.45	175	1.48 5
119	17	Р	2.2	2.2	0.175	220	0.32 6
120	17	Р	12.0	10	0.35	175	0.98 8
121	17	Р	24.0	10	0.45	220	1.29 9
122	17	Р	5.4	10	0.35	220	0.88 10
123	17	Р	6.7	9	0.30	220	0.68 15
124	17	Р	6.2	9	0.30	220	0.67 16
125	17	Р	16.1	10	0.30	220	0.61 26
126	17	Р	14.1	10	0.50	175	2.20 32
127	17	Р	20.4	10	0.50	175	2.30 33

Рисунок Ж.2 - Аркуш 3.

127	17	Р	20.4	10	0.50	175	2.30	33
128	17	Р	5.2	8	0.25	220	0.56	35
129	17	Р	23.5	13	0.56	220	3.48	53
130	17	Р	43.1	13	0.50	220	2.43	55
131	17	Р	20.4	5	0.40	50	0.35	70
132	17	Р	36.4	20	1.00	190	1.74	101
133	17	Р	445.4	32	0.80	85	2.56	102
134	19	Р	30.0	18	0.25	125	0.24	4
135	21	Р	22.2	2.5	0.40	85	0.17	3
136	21	Р	22.2	2.5	0.40	82	0.15	5
137	21	Р	22.2	2.5	0.40	80	0.17	6
138	21	Р	5.7	8	0.20	90	0.052	13
139	21	Р	22.2	2.5	0.40	80	0.14	33
140	21	Р	0.5	13.5	0.22	73	0.041	49
141	21	Р	30.2	13	0.30	85	0.22	20
142	24	Р	674.0	28	1.20	175	3.60	1
143	24	Р	11.0	13	0.30	80	0.77	13
144	24	Р	16.0	11	0.30	80	0.92	15
145	25	Р	1356.3	41	1.20	114	2.559	5
146	25	Р	179.1	22	0.50	87	0.528	12
147	25	Р	464.6	2.95	0.10	20	0.0014	13
148	27	Р	461.0	36	1.20	180	3.69	31
149	27	Р	110.0	16	0.50	112	1.75	56
150	27	Р	276.0	30	1.00	110	2.95	57
151	27	Р	41.0	10	0.50	68	0.41	127
152	27	Р	14.7	9	0.60	45	0.41	128
153	27	Р	146.0	45	1.65	146	8.83	140
154	27	Р	0.3	10	0.14	60	0.23	143
155	27	Р	14.0	18	0.30	60	0.42	174
156	27	Р	73.0	15	0.35	60	0.58	175
157	28	Р	109.0	30	0.80	190	1.75	210
158	28	Р	109.0	30	0.80	190	1.75	211
159	28	Р	65.0	16	0.40	130	0.44	238
160	28	Р	0.3	100	0.35	25	0.80	239
161	28	Р	2.0	15	0.50	130	1.20	242
162	28	Р	88.0	15	0.45	130	0.70	243
163	28	Р	300.0	15	0.45	150	4.80	245
164	28	Р	30.0	15	0.20	100	0.12	248
165	28	Р	69.0	15	0.56	100	1.00	251
166	28	Р	79.0	10	0.45	65	0.63	252
167	28	Р	3.0	8	0.20	50	0.10	255
168	28	Р	106.0	42	1.20	90	1.40	271

Рисунок Ж.2 - Аркуш 4.

I

Ν	NamePM	Tsource	e Q	hs	Ds	ts	Rasx Ntr
1	2	Р	3.2	7	0.15	144	0.044 20
2	2	Р	0.1	4	0.08	101	0.005 22
3	2	Р	0.1	4	0.08	101	0.005 23
4	2	Р	0.1	4	0.08	101	0.005 24
5	3	Р	26.0	7	0.3	140	0.42 3
6	4	Р	210.0	37	0.9	120	2.44 1
7	4	Р	13.0	8.5	0.57	32	2.60 18
8	6	Р	117.0	17	1.0	42	3.52 1
9	6	Р	4.5	15	0.3	45	0.268 2
10	6	Р	63.0	15	0.5	25.5	1.50 4
11	6	Р	27.0	15	0.5	40	1.51 7
12	6	Р	21.0	20	0.5	70	1.02 8
13	6	Р	15.0	15	0.5	25.5	1.50 11
14	6	Р	15.0	12	0.5	25.5	1.50 12
15	6	Р	32.0	15	0.5	40	0.96 18
16	6	Р	15.0	8	0.5	25.5	1.10 26
17	6	Р	54.0	15	0.6	70	1.61 27
18	6	Р	64.0	12	0.5	74	1.28 28
19	6	Р	38.0	13	0.5	42	1.43 29
20	7	Р	160.0	25	0.5	92	2.56 24
21	8	Р	86.0	4	0.5	65	2.27 2
22	8	Р	11864.0	60	3.5	162	72.76 12
23	8	Р	265.0	30	0.8	62	7.57 21
24	8	Р	83.0	4	0.5	65	2.27 24
25	8	Р	417.0	30	1.2	138	3.34 28
26	8	Р	5.5	7	0.35	85	0.096 32
27	10	Р	11.0	8	0.20	25	0.32 25
28	10	Р	24.0	8	0.21	110	0.19 27
29	10	Р	24.0	8	0.21	110	0.19 28
30	10	Р	956.0	30	1.00	129	4.859 32
31	10	Р	751.0	30	1.00	126	5.091 33
32	10	Р	1290.0	40	1.00	117	9.876 34
33	11	Р	128.0	18	0.6	270	0.62 78
34	12	Р	8.9	5	0.30	25.5	0.42 8
35	12	Р	3.3	6	0.56	25.5	1.90 9
36	13	Р	35.0	25	2.0	300	9.4 1
37	13	Р	18.2	25	0.7	120	0.87 3
38	13	Р	18.2	20	0.4	120	0.39 4
39	13	Р	80.0	19	0.63	25.5	5.7 6
40	13	Р	669.0	38	1.00	86	1.4 9
41	13	Р	89.8	25	1.00	120	2.7 16
42	13	Р	0.2	3	0.15	25.5	0.28 46

Рисунок Ж.3 - Технічні характеристики організованих джерел з

промислових майданчиків обраних підприємств, які викидають діоксид азоту. Тут N – порядковий номер джерела; NamePM – номер промислового майданчика згідно з переліком, що на рис. 4.1; Tsource – тип джерела (P - точковий); Q – потужність джерела в мг/с; hs – висота джерела в м; Ds – діаметр джерела в м; ts – температура виходу газоповітряної суміші в <sup>0</sup>C; Rasx – витрати суміші в м<sup>3</sup>/с; Ntr – номер

труби на промиловому майданчику. Аркуш 1.

44       13       P $0.2$ 16 $0.8$ $25.5$ $2.7$ $61$ 45       13       P $0.0$ 16 $0.4$ $25.5$ $2.7$ $62$ 46       13       P $10.0$ 16 $0.4$ $25.5$ $2.7$ $64$ 48       13       P $0.2$ 16 $0.6$ $25.5$ $1.9$ $65$ 49       13       P $0.2$ $16$ $0.6$ $25.5$ $1.9$ $65$ 50       14       P $0.136$ $10.5$ $0.33$ $175$ $1.56$ $8$ 51       14       P $21.7$ $10.5$ $0.45$ $517$ $1.7510$ 53       14       P $20.8$ $10$ $0.6$ $50$ $2.00111$ 54       14       P $17.5$ $10.5$ $0.45$ $215$ $0.44$ $17$ 56       15       P $2.7$ $5.5$ $0.23$ $46$ $0.29$ $35$ 58       15       P $25.6$ <t< th=""><th>43</th><th>13</th><th>Р</th><th>3.3</th><th>2.5</th><th>0.6</th><th>25.5</th><th>1.60 57</th></t<>	43	13	Р	3.3	2.5	0.6	25.5	1.60 57
45       13       P $0.2$ 16 $0.8$ $25.5$ $2.7$ $62$ 46       13       P $10.0$ 16 $0.4$ $25.5$ $2.7$ $64$ 48       13       P $10.0$ 16 $0.8$ $25.5$ $2.7$ $64$ 48       13       P $0.2$ $16$ $0.6$ $25.5$ $1.9$ $66$ 50       14       P $0.2$ $16$ $0.6$ $25.5$ $1.9$ $66$ 51       14       P $0.136$ $10.5$ $0.33$ $175$ $1.56$ $8$ 53       14       P $21.7$ $10.5$ $0.6$ $33$ $2.78$ $12.5$ 54       14       P $15.8$ $2$ $0.45$ $215$ $0.48$ $17$ 56       15       P $2.7$ $5.5$ $0.23$ $46$ $0.29$ $35$ 58       15       P $25.8$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ $60$ $15$ P <t< td=""><td>44</td><td>13</td><td>Р</td><td>0.2</td><td>16</td><td>0.8</td><td>25.5</td><td>2.7 61</td></t<>	44	13	Р	0.2	16	0.8	25.5	2.7 61
46       13       P       10.0       16       0.4       25.5       1.7       63         47       13       P       10.0       16       0.8       25.5       2.7       64         48       13       P       0.2       16       0.6       25.5       1.9       65         49       13       P       0.2       16       0.6       25.5       1.9       65         50       14       P       0.136       10.5       0.33       175       1.56       8         51       14       P       21.7       10       0.4       50       1.94       9         52       14       P       10.5       0.65       3       2.78       15         53       14       P       27.5       10.5       0.6       33       2.78       17         56       15       P       6.3       5.5       0.21       125       0.44       10       1.94       64         60       15       P       125.0       15.4       0.4       10       1.94       64         61       15       P       1.1       12       0.3       230       0.14	45	13	Р	0.2	16	0.8	25.5	2.7 62
4713P10.0160.825.52.7644813P0.2160.625.51.9654913P0.2160.625.51.9665014P0.13610.50.331751.5685114P21.7100.4501.9495214P11.510.50.451571.75105314P20.8100.6502.00115414P17.510.50.6332.78125514P6.35.50.21250.48175615P6.35.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.4301.94646115P1.1120.32300.14706315P1.1120.32300.14706415P1.1120.32300.14716515P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.1473<	46	13	Р	10.0	16	0.4	25.5	1.7 63
48         13         P         0.2         16         0.6         25.5         1.9         65           49         13         P         0.2         16         0.6         25.5         1.9         66           50         14         P         0.136         10.5         0.33         175         1.56         8           51         14         P         21.7         10         0.4         50         1.94         9           52         14         P         119.5         10.5         0.45         157         1.75         10           53         14         P         17.5         10.5         0.6         33         2.78         12           55         14         P         15.8         2         0.45         215         0.48         17           56         15         P         6.3         5.5         0.2         125         0.47         34           57         15         P         2.7         5.5         0.23         46         0.29         35           58         15         P         12.0         15.4         0.4         30         1.94         64 <td>47</td> <td>13</td> <td>Р</td> <td>10.0</td> <td>16</td> <td>0.8</td> <td>25.5</td> <td>2.7 64</td>	47	13	Р	10.0	16	0.8	25.5	2.7 64
4913P0.2160.625.51.9665014P0.13610.50.331751.5685114P21.7100.4501.9495214P119.510.50.451571.75105314P20.8100.6332.78125514P15.820.452150.48175615P6.35.50.21250.47345715P2.75.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P125.015.40.4301.94666115P1.1120.32300.14706315P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.31500.1477<	48	13	Р	0.2	16	0.6	25.5	1.9 65
5014P0.13610.50.331751.5685114P21.7100.4501.9495214P119.510.50.451571.75105314P20.8100.6502.001125414P17.510.50.6332.78125514P15.820.452150.48175615P6.35.50.21250.47345715P2.75.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.6302.78656115P1.1120.32300.14706315P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14747015P1.7120.31500.1477 <td>49</td> <td>13</td> <td>Р</td> <td>0.2</td> <td>16</td> <td>0.6</td> <td>25.5</td> <td>1.9 66</td>	49	13	Р	0.2	16	0.6	25.5	1.9 66
5114P $21.7$ 10 $0.4$ 50 $1.94$ 95214P $119.5$ $10.5$ $0.45$ $157$ $1.75$ $10$ 5314P $20.8$ 10 $0.6$ $50$ $2.00$ $11$ 5414P $17.5$ $10.5$ $0.6$ $33$ $2.78$ $12$ 5514P $15.8$ 2 $0.45$ $215$ $0.48$ $17$ 5615P $6.3$ $5.5$ $0.23$ $46$ $0.29$ $35$ 5815P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $195$ $1.45$ $63$ 5915P $25.8$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ 6015P $16.7$ $15.4$ $0.6$ $30$ $2.78$ $65$ 6115P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $67$ 6315P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $70$ 6515P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6615P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6615P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6715P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6815P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $77$ 7015P $1.2$	50	14	Р	0.136	10.5	0.33	175	1.56 8
5214P119.510.50.451571.75105314P20.8100.6502.00115414P17.510.50.6332.78125514P15.820.452150.48175615P6.35.50.21250.47345715P2.75.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.4301.94666115P1.1120.32300.14666215P25.815.40.4301.94676315P1.1120.32300.14706515P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14736815P1.1120.32300.14746915P1.1120.31500.14777015P1.1120.32300.14757015P1.7120.31500.1481<	51	14	Р	21.7	10	0.4	50	1.94 9
5314P20.8100.6502.00115414P17.510.50.6332.78125514P15.820.452150.48175615P6.35.50.21250.47345715P2.75.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.6302.78656115P125.015.40.4301.94676315P1.1120.32300.14706515P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14736815P1.1120.32300.14736815P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14737015P1.1120.32300.14746915P1.1120.31500.1477<	52	14	Р	119.5	10.5	0.45	157	1.75 10
54         14         P         17.5         10.5         0.6         33         2.78         12           55         14         P         15.8         2         0.45         215         0.48         17           56         15         P         6.3         5.5         0.2         125         0.47         34           57         15         P         2.7         5.5         0.23         46         0.29         35           58         15         P         125.0         15.4         0.4         195         1.45         63           59         15         P         25.8         15.4         0.4         30         1.94         64           60         15         P         16.7         15.4         0.4         30         1.94         67           63         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         67           64         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         71           66         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         72	53	14	Р	20.8	10	0.6	50	2.00 11
5514P15.82 $0.45$ $215$ $0.48$ $17$ 5615P $6.3$ $5.5$ $0.2$ $125$ $0.47$ $34$ 5715P $2.7$ $5.5$ $0.23$ $46$ $0.29$ $35$ 5815P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $195$ $1.45$ $63$ 5915P $25.8$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ 6015P $16.7$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ 6115P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $67$ 6315P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $67$ 6315P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $70$ 6515P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6615P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6615P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6715P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ 6815P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $73$ 7015P $1.2$ $12$ $0.25$ $360$ $0.10$ $76$ 7115P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ 7215P $1$	54	14	Р	17.5	10.5	0.6	33	2.78 12
56         15         P $6.3$ $5.5$ $0.2$ $125$ $0.47$ $34$ 57         15         P $2.7$ $5.5$ $0.23$ $46$ $0.29$ $35$ 58         15         P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $195$ $1.45$ $63$ 59         15         P $25.8$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ 60         15         P $16.7$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $64$ 61         15         P $125.0$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $67$ 63         15         P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $70$ $64$ 15         P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ $66$ 15         P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $73$ $66$ 15         P $1.1$ <td>55</td> <td>14</td> <td>Р</td> <td>15.8</td> <td>2</td> <td>0.45</td> <td>215</td> <td>0.48 17</td>	55	14	Р	15.8	2	0.45	215	0.48 17
5715P2.75.50.23460.29355815P125.015.40.41951.45635915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.6302.78656115P125.015.40.41951.45666215P25.815.40.4301.94676315P1.1120.32300.14696415P1.1120.32300.14716515P1.1120.32300.14726715P1.1120.32300.14746815P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14757015P1.1120.32300.14777215P1.7120.31500.14777415P1.7120.31500.147875P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.148176	56	15	Р	6.3	5.5	0.2	125	0.47 34
58         15         P         125.0         15.4         0.4         195         1.45         63           59         15         P         25.8         15.4         0.4         30         1.94         64           60         15         P         16.7         15.4         0.4         195         1.45         66           61         15         P         125.0         15.4         0.4         195         1.45         66           62         15         P         25.8         15.4         0.4         30         1.94         67           63         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         69           64         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         71           65         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         72           67         15         P         1.1         12         0.3         230         0.14         73           68         15         P         1.1         12         0.25         360         0.10         76 <td>57</td> <td>15</td> <td>Р</td> <td>2.7</td> <td>5.5</td> <td>0.23</td> <td>46</td> <td>0.29 35</td>	57	15	Р	2.7	5.5	0.23	46	0.29 35
5915P25.815.40.4301.94646015P16.715.40.6302.78656115P125.015.40.41951.45666215P25.815.40.4301.94676315P1.1120.32300.14696415P1.1120.32300.14706515P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14726715P1.1120.32300.14736815P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14757015P1.2120.253600.10767115P1.7120.31500.14777215P1.7120.31500.14807515P1.7120.31500.14817615P1.2120.253600.10827715P1.7120.31500.14837	58	15	Р	125.0	15.4	0.4	195	1.45 63
6015P16.715.40.6302.7865 $61$ 15P125.015.40.41951.4566 $62$ 15P25.815.40.4301.9467 $63$ 15P1.1120.32300.1469 $64$ 15P1.1120.32300.1470 $65$ 15P1.1120.32300.1471 $66$ 15P1.1120.32300.1472 $67$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.7120.31500.1477 $70$ 15P1.7120.253600.1078 $73$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1483 $76$ 15P1.7120.31500	59	15	Р	25.8	15.4	0.4	30	1.94 64
6115P125.015.40.41951.4566 $62$ 15P25.815.40.4301.9467 $63$ 15P1.1120.32300.1469 $64$ 15P1.1120.32300.1470 $65$ 15P1.1120.32300.1471 $66$ 15P1.1120.32300.1472 $67$ 15P1.1120.32300.1473 $68$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $70$ 15P1.7120.31500.1477 $71$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1483 $78$ 15P2.3120.253600.1	60	15	Р	16.7	15.4	0.6	30	2.78 65
6215P $25.8$ $15.4$ $0.4$ $30$ $1.94$ $67$ $63$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $69$ $64$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $70$ $65$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ $66$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $72$ $67$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $73$ $68$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $69$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $75$ $70$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $75$ $70$ 15P1.112 $0.3$ $230$ $0.14$ $77$ $72$ 15P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ $72$ 15P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ $74$ 15P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $76$ 15P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $76$ 15P $1.7$ $12$ $0.25$ $360$ $0.10$ $82$ $77$ 15P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $83$ $80$ 15P $2.3$ <t< td=""><td>61</td><td>15</td><td>Р</td><td>125.0</td><td>15.4</td><td>0.4</td><td>195</td><td>1.45 66</td></t<>	61	15	Р	125.0	15.4	0.4	195	1.45 66
6315P1.1120.32300.14696415P1.1120.32300.14706515P1.1120.32300.14716615P1.1120.32300.14726715P1.1120.32300.14736815P1.1120.32300.14746915P1.1120.32300.14757015P1.1120.32300.14767115P1.7120.31500.14777215P1.7120.31500.14777315P1.7120.31500.14797415P1.7120.31500.14807515P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14837815P2.3120.252300.1084791	62	15	Р	25.8	15.4	0.4	30	1.94 67
6415P1.1120.32300.1470 $65$ 15P1.1120.32300.1471 $66$ 15P1.1120.32300.1472 $67$ 15P1.1120.32300.1473 $68$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1480 $75$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1483 $78$ 15P2.3120.252300.1084 $79$ 15P2.7.915.40.402000.40	63	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 69
65 $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $71$ $66$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $72$ $67$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $73$ $68$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $69$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $69$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $69$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $69$ $15$ P $1.1$ $12$ $0.3$ $230$ $0.14$ $74$ $70$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ $72$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ $72$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $80$ $73$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $76$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $76$ $15$ P $1.7$ $12$ $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $78$ $15$ P $2.3$ $12$ $0.25$ $230$ $0.10$ $84$ $79$ $15$ P $2.7$ $9$ $1.4$ $0.40$ $200$ $0.$	64	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 70
6615P1.1120.32300.1472 $67$ 15P1.1120.32300.1473 $68$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.1120.32300.1476 $71$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1480 $75$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P2.3120.252300.1084 $79$ 15P2.7.915.40.402000.4088 $80$ 15P37.6100.251250.	65	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 71
6715P1.1120.32300.1473 $68$ 15P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P1.1.2120.253600.1076 $71$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1480 $75$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P2.3120.253600.1082 $77$ 15P1.7120.31500.1483 $78$ 15P2.3120.252300.1084 $79$ 15P2.7.915.40.402000.4088 $80$ 15P37.6100.25125 <t< td=""><td>66</td><td>15</td><td>Р</td><td>1.1</td><td>12</td><td>0.3</td><td>230</td><td>0.14 72</td></t<>	66	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 72
6815P1.1120.32300.1474 $69$ 15P1.1120.32300.1475 $70$ 15P11.2120.253600.1076 $71$ 15P1.7120.31500.1477 $72$ 15P11.2120.253600.1078 $73$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P1.7120.31500.1480 $75$ 15P1.7120.31500.1480 $75$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P1.7120.31500.1482 $77$ 15P1.7120.31500.1483 $78$ 15P2.3120.252300.1084 $79$ 15P27.915.40.402000.4088 $80$ 15P37.6100.251250.5491 $81$ 15P591.0381.00156	67	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 73
6915P1.1120.32300.14757015P11.2120.253600.10767115P1.7120.31500.14777215P11.2120.253600.10787315P1.7120.31500.14797415P1.7120.31500.14807515P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14817615P1.7120.31500.14827715P1.7120.31500.14837815P2.3120.252300.10847915P27.915.40.402000.40888015P37.6100.251250.54918115P591.0381.001564.95988315P6.150.3025.51.111198417P24.750.40500.35708517P154.7201.001901.74101	68	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 74
7015P $11.2$ 12 $0.25$ $360$ $0.10$ $76$ $71$ 15P $1.7$ 12 $0.3$ $150$ $0.14$ $77$ $72$ 15P $11.2$ 12 $0.25$ $360$ $0.10$ $78$ $73$ 15P $1.7$ 12 $0.3$ $150$ $0.14$ $79$ $74$ 15P $11.2$ 12 $0.25$ $360$ $0.10$ $80$ $75$ 15P $1.7$ 12 $0.3$ $150$ $0.14$ $81$ $76$ 15P $1.7$ 12 $0.25$ $360$ $0.10$ $82$ $77$ 15P $1.7$ 12 $0.25$ $360$ $0.10$ $82$ $77$ 15P $1.7$ 12 $0.3$ $150$ $0.14$ $83$ $78$ 15P $2.3$ 12 $0.25$ $230$ $0.10$ $84$ $79$ 15P $27.9$ $15.4$ $0.40$ $200$ $0.40$ $88$ $80$ 15P $37.6$ $10$ $0.25$ $125$ $0.54$ $91$ $81$ 15P $591.0$ $38$ $1.00$ $156$ $4.95$ $98$ $83$ 15P $6.1$ 5 $0.30$ $25.5$ $1.11$ $119$ $84$ $17$ P $24.7$ 5 $0.40$ $50$ $0.35$ $70$ $85$ $17$ P $154.7$ $20$ $1.00$ $190$ $1.74$ $101$	69	15	Р	1.1	12	0.3	230	0.14 75
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	70	15	Р	11.2	12	0.25	360	0.10 76
7215P11.2120.253600.1078 $73$ 15P1.7120.31500.1479 $74$ 15P11.2120.253600.1080 $75$ 15P1.7120.31500.1481 $76$ 15P11.2120.253600.1082 $77$ 15P1.7120.31500.1483 $78$ 15P2.3120.252300.1084 $79$ 15P27.915.40.402000.4088 $80$ 15P37.6100.251250.5491 $81$ 15P1109.7421.41558.8697 $82$ 15P591.0381.001564.9598 $83$ 15P6.150.3025.51.11119 $84$ 17P24.750.40500.3570 $85$ 17P154.7201.001901.74101	71	15	Р	1.7	12	0.3	150	0.14 77
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	72	15	Р	11.2	12	0.25	360	0.10 78
74         15         P         11.2         12         0.25         360         0.10         80           75         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         81           76         15         P         11.2         12         0.25         360         0.10         82           76         15         P         11.2         12         0.25         360         0.10         82           77         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         83           78         15         P         2.3         12         0.25         230         0.10         84           79         15         P         2.7.9         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98	73	15	Р	1.7	12	0.3	150	0.14 79
75         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         81           76         15         P         11.2         12         0.25         360         0.10         82           77         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         83           78         15         P         2.3         12         0.25         230         0.10         84           79         15         P         2.79         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70 <td>74</td> <td>15</td> <td>Р</td> <td>11.2</td> <td>12</td> <td>0.25</td> <td>360</td> <td>0.10 80</td>	74	15	Р	11.2	12	0.25	360	0.10 80
76         15         P         11.2         12         0.25         360         0.10         82           77         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         83           78         15         P         2.3         12         0.25         230         0.10         84           79         15         P         27.9         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	75	15	Р	1.7	12	0.3	150	0.14 81
77         15         P         1.7         12         0.3         150         0.14         83           78         15         P         2.3         12         0.25         230         0.10         84           79         15         P         27.9         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	76	15	Р	11.2	12	0.25	360	0.10 82
78         15         P         2.3         12         0.25         230         0.10         84           79         15         P         27.9         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	77	15	Р	1.7	12	0.3	150	0.14 83
79         15         P         27.9         15.4         0.40         200         0.40         88           80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	78	15	Р	2.3	12	0.25	230	0.10 84
80         15         P         37.6         10         0.25         125         0.54         91           81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	79	15	Р	27.9	15.4	0.40	200	0.40 88
81         15         P         1109.7         42         1.4         155         8.86         97           82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	80	15	Р	37.6	10	0.25	125	0.54 91
82         15         P         591.0         38         1.00         156         4.95         98           83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	81	15	Р	1109.7	42	1.4	155	8.86 97
83         15         P         6.1         5         0.30         25.5         1.11         119           84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	82	15	Р	591.0	38	1.00	156	4.95 98
84         17         P         24.7         5         0.40         50         0.35         70           85         17         P         154.7         20         1.00         190         1.74         101	83	15	Р	6.1	5	0.30	25.5	1.11 119
85 17 P 154.7 20 1.00 190 1.74 101	84	17	Р	24.7	5	0.40	50	0.35 70
	85	17	Р	154.7	20	1.00	190	1.74 101

Рисунок Ж.3 - Аркуш 2.

86	17	Р	142.4	32	0.80	85	2.56	102
87	19	Р	11.76	18	0.25	125	0.24	4
88	19	Р	1.27	18.2	0.60	25	2.01	5
89	19	Р	1.27	18.2	0.60	25	2.01	6
90	21	Р	7.40	2.5	0.4	85	0.17	3
91	21	Р	7.90	2.5	0.4	82	0.15	5
92	21	Р	7.90	2.5	0.4	80	0.17	6
93	21	Р	2.1	8	0.2	90	0.052	13
94	21	Р	10.7	13	0.3	85	0.22	20
95	21	Р	7.90	2.5	0.4	80	0.14	33
96	21	Р	3.20	13.5	0.22	73	0.041	49
<b>9</b> 7	24	Р	354.0	28	1.2	175	3.60	1
98	25	Р	209.8	41	1.2	114	2.559	5
99	25	Р	17.72	22	0.5	87	0.528	12
100	25	Р	34.64	2.95	0.1	20	0.0014	13
101	27	Р	221.0	36	1.2	180	3.69	31
102	27	Р	31.0	10	0.25	25	0.40	51
103	27	Р	31.0	10	0.12	25	0.20	52
104	27	Р	44.0	16	0.50	112	1.75	56
105	27	Р	118.0	30	1.00	110	2.95	57
106	27	Р	12.0	10	0.5	68	0.41	127
107	27	Р	1308.0	45	1.65	146	8.83	140
108	27	Р	14.0	18	0.30	60	0.42	174
109	27	Р	14.0	15	0.35	60	0.58	175
110	28	Р	105.0	30	0.80	190	1.75	210
111	28	Р	105.0	30	0.80	190	1.75	211
112	28	Р	11.0	16	0.40	130	0.44	238
113	28	Р	0.0004	100	0.35	25	0.80	239
114	28	Р	0.9	15	0.50	130	1.20	242
115	28	Р	32.0	15	0.45	130	0.70	243
116	28	Р	40.0	15	0.45	150	4.80	245
117	28	Р	9.0	15	0.20	100	0.12	248
118	28	Р	52.0	15	0.56	100	1.00	251
119	28	Р	32.0	10	0.45	65	0.63	252

Рисунок Ж.3 - Аркуш 3.