

<https://doi.org/10.15407/knit2023.01.015>

УДК 629.783, 550.388

**В. В. КОЛОДЯЖНИЙ**<sup>1,2</sup>, мол. наук. співроб., аспірант

E-mail: Vyacheslav.Kolodyazhnyi@infiz.khpi.edu.ua

**М. В. ЛЯШЕНКО**<sup>1</sup>, учений секретар, канд. фіз.-мат. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: intercosmos80@gmail.com

**Л. Я. ЄМЕЛЬЯНОВ**<sup>1</sup>, пров. наук. співроб., канд. фіз.-мат. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: leonid.ya.emelyanov@gmail.com

**Д. А. ДЗЮБАНОВ**<sup>2</sup>, проф., канд. фіз.-мат. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: Dmytro.Dziubanov@khpi.edu.ua

<sup>1</sup> Інститут іоносфери Національної академії наук України та Міністерства освіти і науки України

вул. Кирпичова 16, Харків, Україна, 61001

<sup>2</sup> Національний технічний університет «Харківський політехнічний інститут»

вул. Кирпичова 2, Харків, Україна, 61001

## МОДЕЛЮВАННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИХ ВАРІАЦІЙ ПАРАМЕТРІВ ДИНАМІЧНИХ ТА ТЕПЛОВИХ ПРОЦЕСІВ У ГЕОКОСМОСІ НАД УКРАЇНОЮ У ПЕРІОД МІНІМУМУ 24-ГО ЦИКЛУ СОНЯЧНОЇ АКТИВНОСТІ (2009 ТА 2019 рр.)

*Об'єкт дослідження: фізичні процеси в іоносферній плазмі. Предмет дослідження: просторово-часові залежності основних параметрів іоносферної плазми, отримані за допомогою радара некогерентного розсіяння. Методи дослідження — наземний радіофізичний метод некогерентного розсіяння радіохвиль, статистичний аналіз результатів спостережень, напівемпіричне моделювання параметрів динамічних і теплових процесів.*

*Виконано моделювання просторово-часових варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у іоносферній плазмі на фазах мінімуму 24-го циклу сонячної активності за даними харківського радара некогерентного розсіяння. Для типових геофізичних періодів (весняне та осіннє рівнодення, літнє та зимове сонцестояння) побудовано добові залежності параметрів процесів у іоносферній плазмі на висотах від 210 до 450 км. Наведено аналіз просторових та часових варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у іоносфері. Розраховано значення швидкості перенесення плазми за рахунок амбіполярної дифузії, щільності повного потоку плазми та потоку заряджених частинок за рахунок амбіполярної дифузії, значення енергії, що підводиться до електронного газу, щільності потоку тепла, яке переноситься електронами з плазмосфери до іоносфери, а також швидкості еквівалентного нейтрального вітру та меридіональної складової швидкості нейтрального вітру. Виявлено, що для більшості досліджуваних періодів слабкі варіації космічної погоди не призводять до істотних змін у просторово-часових варіаціях параметрів динамічних та теплових процесів у іоносфері. Кількісні та якісні характеристики цих параметрів та їхні добові варіації були типовими для сезонів, що розглядаються, за винятком швидкості еквівалентного нейтрального вітру, яка суттєво змінювалася (до 2...2.5 раз) навіть при незначному посиленні геомагнітної активності. Причинами таких змін можуть бути посилення горизонтальних термосферних вітрів та проникнення зональних магнітосферних електричних полів у середні широти у періоди рівнодень.*

Цитування: Колодяжний В. В., Ляшенко М. В., Ємельянов Л. Я., Дзюбанов Д. А. Моделювання просторово-часових варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у геокосмосі над Україною у період мінімуму 24-го циклу сонячної активності (2009 та 2019 рр.). *Космічна наука і технологія*. 2023. **29**, № 1 (140). С. 15—35. <https://doi.org/10.15407/knit2023.01.015>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

*Отримані результати розрахунків можуть використовуватися у фундаментальних дослідженнях сонячно-земних зв'язків і геокосмосу, для розв'язання прикладних задач, пов'язаних з можливістю прогнозування стану космічної погоди, а також для подальшого розвитку регіональної моделі іоносфери CERIM ION.*

**Ключові слова:** іоносфера, іоносферне моделювання, фізичні процеси в іоносферній плазмі, параметри динамічних та теплових процесів, радіофізичні методи досліджень геокосмосу, сонячна активність.

## ВСТУП

Динамічні та теплові процеси відіграють важливу роль у формуванні висотного профілю концентрації електронів у області F іоносфери, де, як відомо, процеси перенесення плазми та енергії стають більш значущими, ніж процеси іонізації та рекомбінації. Спостереження, аналіз та моделювання варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у геокосмічній плазмі на даний час є важливими та актуальними задачами сучасної геофізики. Розв'язання цих задач розширюють наші знання про поведінку параметрів термосфери, іоносфери та магнітосфери Землі.

Метод некогерентного розсіяння радіохвиль має найбільші діагностичні можливості дослідження стану іоносфери та процесів, що протікають у ній, дозволяє одночасно отримувати дані про основні параметри іоносфери в широкому діапазоні висот та успішно застосовується як вище, так і нижче максимуму іонізації [18, 19]. Дослідження верхньої іоносфери у глобальному масштабі проводиться за допомогою сучасних засобів, включаючи мережу радарів некогерентного розсіяння (НР) та іонозондів [15, 20, 21]. Кожен з цих радарів є унікальним, оскільки всі вони розташовані у різних географічних локаціях, мають різні типи конструкцій, а також використовують різні робочі частоти.

Велику кількість публікацій присвячено дослідженням варіацій параметрів іоносферної плазми у різних геліогеофізичних умовах (див., наприклад, роботи [12, 23–25, 27, 28] та посилання там). Ця робота продовжує дослідження варіацій параметрів фізичних процесів у іоносфері та ґрунтується на результатах, які були отримані раніше у роботах [3, 6–8, 17]. Дослідження параметрів іоносфери та стану космічної погоди є однією з найважливіших проблем геофізики [9, 26]. Також особлива увага приділяється вивченню ефектів унікальних подій у геокос-

мічному просторі — сильних геомагнітних бур, сонячних затемнень та інших. Проте вивчення та аналіз поведінки іоносферної плазми у спокійних умовах є не менш актуальними, оскільки всі збурення відбуваються на цьому тлі. Під час геомагнітних бур внаслідок магнітосферної конвекції має місце посилення електричних полів, що суттєво впливає на динаміку середньоширотної іоносфери. Електричні поля проникають в середньоширотну іоносферу, і внаслідок цього виникає додатковий рух плазми у схрещених електричному та магнітному полях.

Харківський радар НР є найбільш інформативним джерелом даних про параметри геокосмічної плазми в середніх широтах Центральної Європи [16]. Із залученням експериментальних даних радара НР можуть бути розраховані параметри динамічних та теплових процесів у іоносфері. Отримані результати розрахунків сприяють подальшому розвитку регіональної моделі іоносфери CERIM ION (Central Europe Regional Ionospheric Model) [5, 13], створеної в Інституті іоносфери. Модель іоносфери CERIM ION базується на масиві експериментальних даних, отриманих за допомогою харківського радара НР та іонозонда. Її можна використовувати для точнішого розрахунку умов поширення радіохвиль у центральноевропейському регіоні, що дозволить зменшити потужність радіопередавальних пристроїв, а також поліпшити завадостійкість засобів радіозв'язку, радіолокації та радіонавігації.

Метою роботи є моделювання просторово-часових варіацій параметрів динамічних і теплових процесів у іоносферній плазмі у періоди рівнодень та сонцестоянь на фазах мінімуму 24-го циклу сонячної активності у 2009 та 2019 рр. з використанням експериментальних даних харківського радара НР. Для розрахунку параметрів нейтральної атмосфери було використано емпіричну модель атмосфери NRLMSISE-00 [22].

### ЗАСОБИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

**Харківський радар некогерентного розсіяння.** Для дослідження ефектів у іоносфері використовувався радар НР метрового діапазону, розташований поблизу м. Харкова в Іоносферній обсерваторії Інституту іоносфери НАН і МОН України [16]. Географічні координати радара: 49.6° N, 36.3° E; геомагнітні:  $\Phi = 45.7^\circ$ ,  $\Lambda = 117.8^\circ$ ; нахилення геомагнітного поля — 66.4°, параметр Мак-Ілвейна  $L \approx 1.9$ .

Радар оснащено zenітною дводзеркальною параболічною антеною діаметром 100 м. Робоча частота радара — 158 МГц. Ефективна площа антени — близько 3700 м<sup>2</sup>, коефіцієнт підсилення антени — близько 10<sup>4</sup>, ширина основної пелюстки діаграми спрямованості — близько 1°. Імпульсна потужність радіопередавального пристрою становить 2...4 МВт. Частота проходження зондувальних радіоімпульсів становить 24.4 Гц. Шумова температура радіоприймального пристрою дорівнює 120 К, а смуга пропускання вузькосмугового тракту, що визначається фільтрами нижніх частот, становить 5.5...9.5 кГц. Ефективна шумова температура системи дорівнює 470...980 К.

Радар дозволяє з високою точністю (похибка 1...10 %) і роздільною здатністю по висоті (20...100 км) вимірювати такі параметри іоносфери: концентрацію електронів  $N_e$ , температуру електронів  $T_e$ , температуру іонів  $T_i$ , вертикальну складову швидкості переносу заряджених частинок  $v_z$  та відносний вміст іонів ( $O^+$ ,  $He^+$ ,  $H^+$ ). Досліджуваний діапазон висот становить 180...1000 км і залежить від рівня сонячної активності та сезону.

**Цифровий іонозонд.** Цифровий іонозонд використовується для загального контролю стану іоносфери та калібрування отриманого методом НР нормованого висотного профілю концентрації електронів у його максимумі за визначеною критичною частотою шару  $F2$  іоносфери. Основні параметри іонозонда: імпульсна потужність — 15 кВт, тривалість радіоімпульсів — 100 мкс, діапазон частот у режимі вертикального зондування 1...20 МГц, чутливість приймача — 15 мкВ. Приймальна і передавальна антени — ромбічні з вертикальним випромінюванням, розташовані ортогонально. Похибка визначення критичної частоти шару  $F2$  становить не більше 0.05 МГц.

### СТАН КОСМІЧНОЇ ПОГОДИ (ГЕЛОГЕОФІЗИЧНА ОБСТАНОВКА)

У табл. 1 представлено періоди вимірювань параметрів іоносфери за допомогою радара НР. Дослідження основних параметрів іоносферної плазми проводилися для чотирьох характерних геофізичних періодів — літнього та зимового сонцестоянь, а також весняного та осіннього рівнодень у спокійних геомагнітних умовах на фазах мінімуму 24-го циклу сонячної активності.

У табл. 2 представлено дати, які було обрано для детального аналізу варіацій параметрів

Таблиця 1. Періоди вимірювань на харківському радарі НР у 2009 та 2019 рр.

	2009 р.	2019 р.
Весняне рівнодення	24—26 березня	20—22 березня
Літнє сонцестояння	17 червня	19—21 червня
Осіннє рівнодення	29—30 вересня	18—20 вересня
Зимове сонцестояння	13—15 грудня	16—19 грудня

Таблиця 2. Параметри стану космічної погоди для обраних дат

Дата	$F_{10.7}$	$A_p$	$K_p$
<i>Весняне рівнодення</i>			
24.03.2009	69	8	0 3 2 3 3 2 1 2
25.03.2009	69	10	4 4 2 3 1 1 1 1
26.03.2009	69	7	2 3 3 0 2 1 1 1
20.03.2019	77	5	1 2 2 1 2 1 1 1
21.03.2019	80	2	0 1 1 1 1 0 0 0
22.03.2019	82	1	0 0 1 0 0 0 0 0
<i>Літнє сонцестояння</i>			
17.06.2009	68	3	1 0 0 0 1 2 0 2
19.06.2019	68	4	1 1 1 1 1 1 1 1
20.06.2019	68	7	1 2 3 2 1 1 2 2
21.06.2019	67	6	1 2 2 2 2 1 2 2
<i>Осіннє рівнодення</i>			
29.09.2009	72	2	0 0 0 0 1 1 1 1
30.09.2009	72	4	1 1 1 1 1 0 2 1
18.09.2019	66	9	3 2 2 2 3 1 1 2
19.09.2019	67	4	1 1 1 1 1 1 1 1
20.09.2019	67	3	2 1 1 1 1 1 1 1
<i>Зимове сонцестояння</i>			
13.12.2009	76	2	0 0 1 1 1 0 0 0
14.12.2009	79	4	0 3 2 2 0 1 0 0
15.12.2009	82	0	0 0 0 0 0 0 0 1
16.12.2019	70	1	0 0 0 0 1 1 0 0
17.12.2019	71	2	0 0 1 1 0 0 0 0
18.12.2019	70	13	1 2 1 3 4 4 3 2
19.12.2019	70	13	3 4 4 3 2 2 2 1

іоносфери, та представлено інформацію про стан космічної погоди, де  $F_{10.7}$  — потік сонячного радіовипромінювання на хвилі довжиною 10.7 см. Індекс  $F_{10.7}$  вимірюється в сонячних одиницях потоку: 1 с.о.п. =  $10^{-22}$  Вт/(м<sup>2</sup>Гц),  $A_p$  — планетарний індекс середньодобового рівня геомагнітної активності, який обчислюється як середнє значення з восьми добових значень  $K_p$ -індексу, перетвореного в лінійну шкалу (в нанотеслах),  $K_p$  — значення планетарного індексу магнітного поля Землі у тригодинному часовому інтервалі.

З табл. 2 видно, що періоди, які розглядалися, характеризувалися низькою сонячною активністю (значення індексу  $F_{10.7}$  варіювали у межах від 66 до 82 одиниць) і спокійними геомагнітними умовами (за винятком геомагнітних збурень 25 березня 2009 р., 18 та 19 грудня 2019 р.).

#### ВИХІДНІ ТЕОРЕТИЧНІ СПІВВІДНОШЕННЯ

В цій роботі проведено моделювання параметрів динамічних та теплових процесів у іоносфері:

- вертикальної складової швидкості перенесення частинок за рахунок амбіполярної дифузії;
- щільності потоку плазми за рахунок амбіполярної дифузії;
- щільності повного потоку плазми;
- енергії, що підводиться до електрону за одиницю часу;
- щільності потоку тепла, яке переноситься електронами із плазмосфери до іоносфери;
- швидкості еквівалентного нейтрального (термосферного) вітру та меридіональної складової швидкості нейтрального вітру.

**Потоки заряджених частинок в іоносфері.** Повний вертикальний потік іоносферної плазми можна обчислити, використовуючи дані про вертикальну складову швидкості переносу плазми та концентрацію електронів. У області  $F$  іоносфери, що розглядається, іони кисню переважають. У цьому випадку вираз для швидкості перенесення частинок за рахунок амбіполярної дифузії має вигляд [1]

$$v_d = -D_a \sin^2 I \left[ \frac{1}{H_p} + \frac{1}{N_e} \frac{\partial N_e}{\partial h} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial h} \right],$$

де

$$D_a = \frac{kT_p}{m_i v_{in}}$$

— коефіцієнт амбіполярної дифузії,  $m_i$  — маса іона кисню,  $v_{in}$  — сумарна частота зіткнень іонів з нейтральними частинками,  $I$  — нахилення геомагнітного поля,  $k$  — стала Больцмана,

$$H_p = \frac{kT_p}{m_i g}$$

— плазмова зведена висота,  $g$  — прискорення вільного падіння,  $N_e$  — концентрація електронів,  $T_p = T_e + T_i$  — плазмова температура,  $T_e$  — температура електронів,  $T_i$  — температура іонів. Вираз для  $T_p$  зумовлений необхідністю показати збільшення  $H_p$  удвічі при описі амбіполярної дифузії [1].

Щільність повного потоку плазми за рахунок вітрового захоплення, електромагнітного дрейфу та дифузії у вертикальному напрямку обчислюється за формулою

$$\Pi_p = v_z N_e,$$

де  $v_z$  — вертикальна складова швидкості переносу заряджених частинок. Аналогічно обчислюється щільність потоку заряджених частинок за рахунок амбіполярної дифузії, тобто  $\Pi_d = v_d N_e$ .

**Підведення енергії до електронного газу.** Джерелом теплової енергії заряджених частинок є фотони сонячного іонізаційного випромінювання. Характер нагрівання теплових електронів фотоелектронами істотно різний для нижньої ( $h \leq 250$  км) і верхньої ( $h > 250$  км) іоносфер. У областях  $D$  і  $E$  іоносфери фотоелектрони термалізуються у місці свого утворення через відносно малу довжину вільного пробігу. Таке нагрівання електронного газу називається локальним. У верхній частині іоносфери частота зіткнень електронів з нейтралами стає меншою, ніж з іонами, а основними механізмами охолодження електронного газу є втрата тепла при зіткненнях електронів з іонами, збудження тонкої структури атомів кисню та теплопровідність електронного газу. У цьому випадку не можна нехтувати перенесенням фотоелектронів, а пов'язаний з цим перенесенням нагрів електронного газу називається нелокальним.

Розглянемо діапазон висот 260...320 км. На висотах  $h \leq 350$  км теплопровідністю електронного газу можна знехтувати і рівняння балансу енергії електронів у стаціонарному випадку у системі СІ має вигляд [10, 11, 14]

$$Q = L_{ei} + L_e,$$

$$L_{ei} = 8 \cdot 10^{-32} N_e^2 (T_e - T_i) T_e^{-3/2},$$

$$L_e = 6.4 \cdot 10^{-37} N_e N(O) (T_e - T_i) T_n^{-1},$$

де  $Q$  — енергія, що передається тепловим електронам при кулонівських зіткненнях з фотоелектронами,  $L_{ei}$  — енергія, що втрачається при електрон-іонних зіткненнях,  $L_e$  — енергія, що витрачається на збудження тонкої структури атомів кисню,  $N_e$  — концентрація електронів у іоносфері,  $N(O)$  — концентрація атомів кисню. Температура нейтралів  $T_n$  та концентрація  $N(O)$  розраховуються за моделлю NRLMSISE-00 [22]. Тут і далі всі величини наводяться в системі одиниць СІ, зокрема концентрацію частинок приведено у  $m^{-3}$ , а температуру — у кельвінах.

#### **Потік тепла, що переноситься електронами.**

У тепловому балансі електронного газу важливу роль відіграє потік тепла з плазмосфери до іоносфери. Накопичення тепла у плазмосфері відбувається внаслідок розігріву теплових електронів, що переносяться з місця свого утворення в зовнішню іоносферу. Частина електронів втрачає свою енергію в кулонівських зіткненнях з тепловими електронами та іонами. Інша частина електронів потрапляє у магнітну силову трубку та згодом термалізується в ній внаслідок зіткнень з тепловими електронами та іонами під час багаторазових прольотів між магнітними дзеркалами на кінцях трубки.

Таким чином, у плазмосфері має місце накопичення тепла, яке потім повертається до іоносфери завдяки високій теплопровідності електронного газу.

Тепловий потік можна визначити з кінетичного рівняння з урахуванням перенесення надтеплових електронів. Далі розглядається вертикальна складова потоку тепла, що надходить з плазмосфери [2]:

$$\Pi_T = -\kappa_e \sin^2 I \frac{\partial T_e}{\partial h},$$

де  $\kappa_e = 2.08 \cdot k^2 N_e T_e / (m v_{ei})$  — коефіцієнт теплопровідності електронного газу,  $m$  — маса електрона,  $v_{ei}$  — частота зіткнень електронів з іонами.

**Швидкість еквівалентного нейтрального (термосферного) вітру та меридіональна складова швидкості нейтрального вітру.** У нашому випадку еквівалентний нейтральний вітер являє собою перенесення плазми у вертикальному напрямку вздовж магнітних силових ліній, який не враховує перенесення заряджених частинок за рахунок амбіполярної дифузії, але враховує перенесення плазми за рахунок електромагнітного дрейфу. Під швидкістю еквівалентного нейтрального вітру слід розуміти вертикальну складову швидкості плазми за рахунок вітрового захоплення іонів та електромагнітного дрейфу плазми.

Величину швидкості еквівалентного нейтрального вітру можна розрахувати, зробивши певні спрощення. Враховуючи незначний вплив середньоширотних електричних полів магнітосферного походження на варіації параметрів іоносферної плазми ( $E_{x,y} \rightarrow 0$ ) у спокійних геологічних умовах та нехтуючи ефектами схилення ( $D \rightarrow 0$ ), швидкість для еквівалентного нейтрального вітру можна подати у вигляді

$$w \approx v_z - v_d.$$

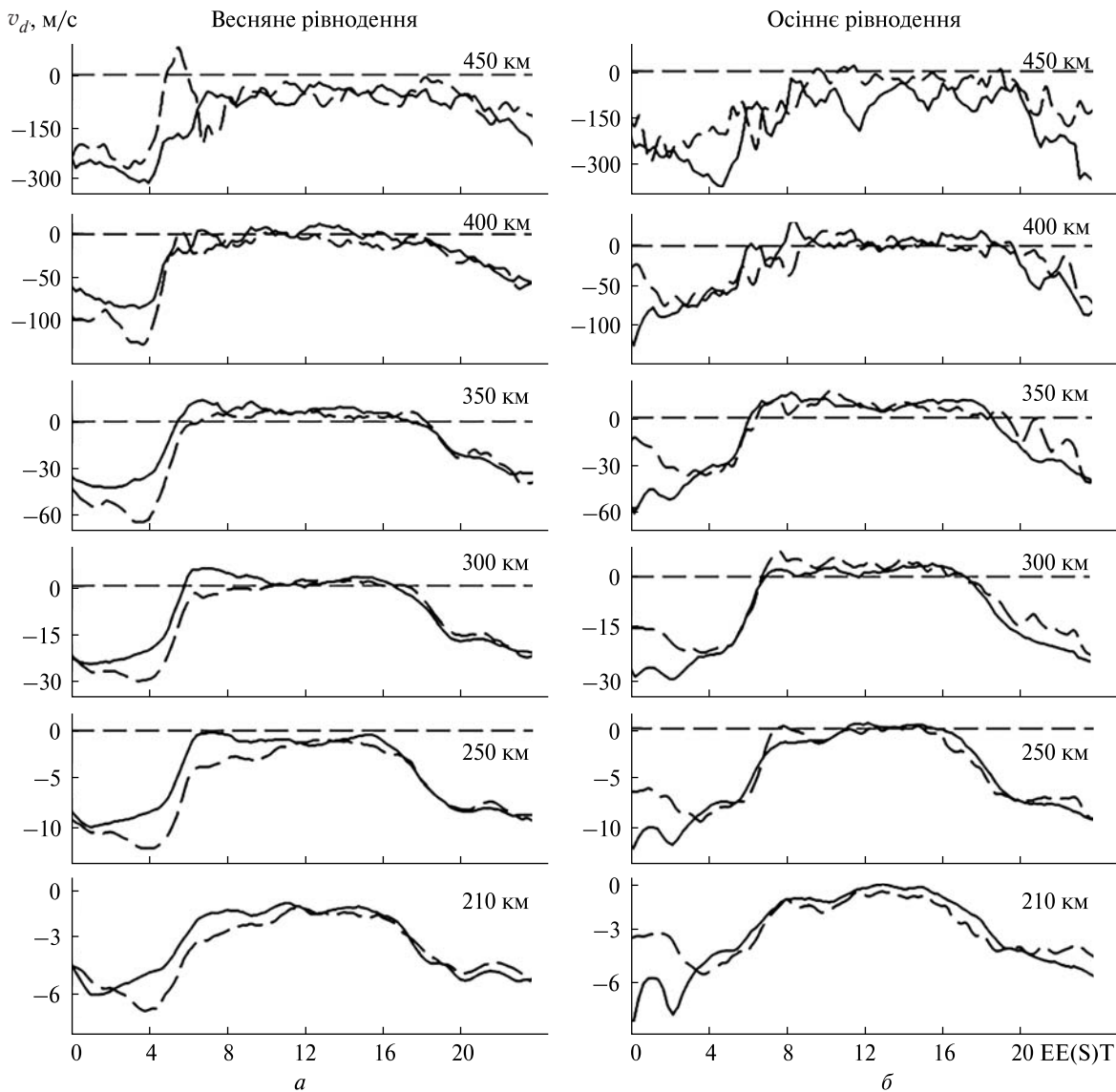
Величину меридіональної складової швидкості нейтрального вітру можна розрахувати, використовуючи вираз [4]

$$v_{nx} \approx w / (\sin I \cos I).$$

Видно, що величини швидкості еквівалентного нейтрального вітру  $w$  та меридіональної складової швидкості нейтрального вітру  $v_{nx}$  відрізняються лише постійним (при  $I = \text{const}$ ) множником.

#### **РЕЗУЛЬТАТИ МОДЕЛЮВАННЯ ПАРАМЕТРІВ ДИНАМІЧНИХ ТА ТЕПЛОВИХ ПРОЦЕСІВ У ГЕОКОСМОСІ**

Представлено результати теоретичного моделювання варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у геокосмічній плазмі з використанням експериментальних даних (концентрація електронів у іоносфері  $N_e$ , температура електронів  $T_e$ , температура іонів  $T_i$ , швидкість

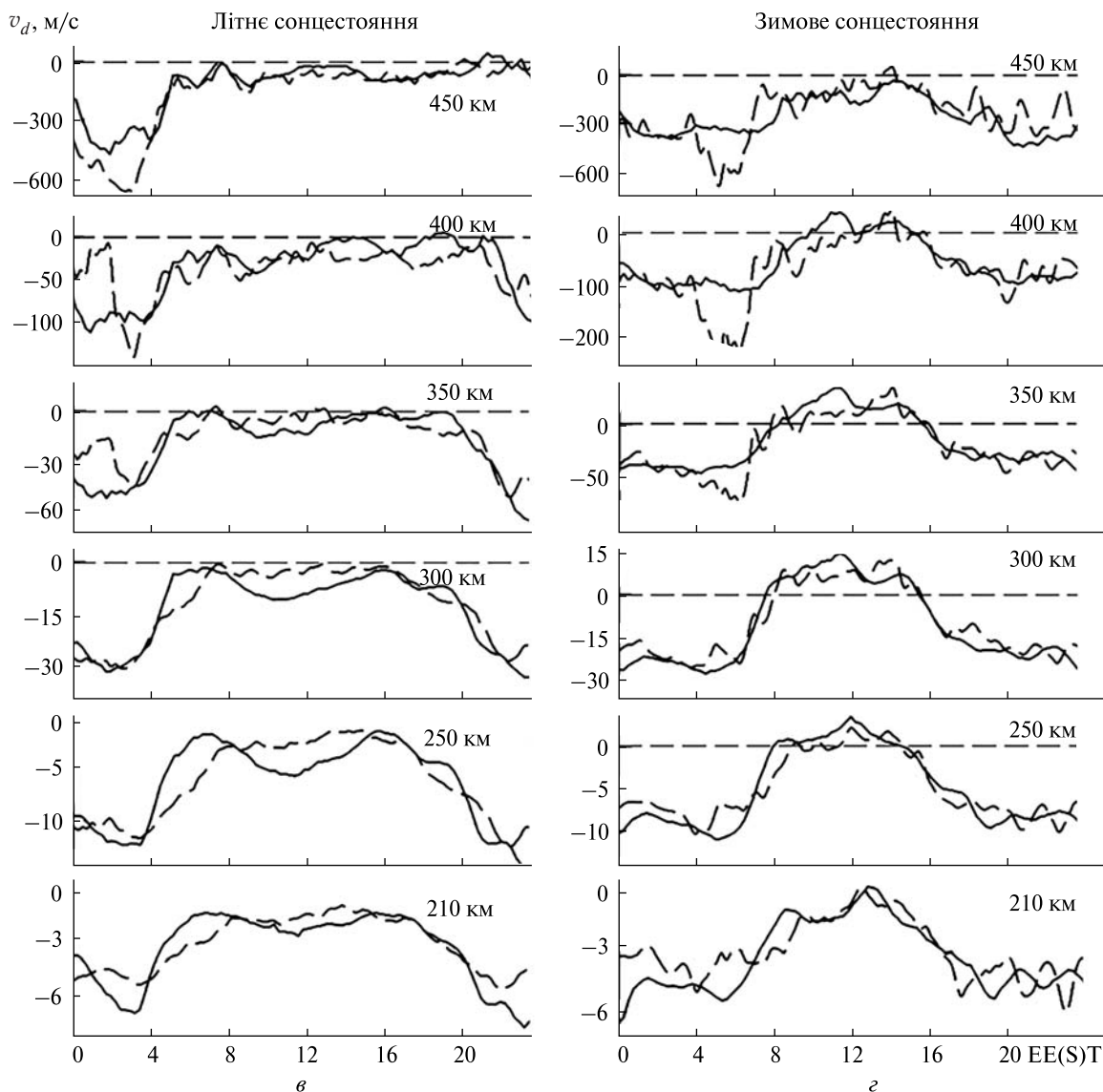


**Рис. 1.** Добові варіації вертикальної складової швидкості  $v_d$  переносу плазми за рахунок амбіполярної дифузії для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)

руху плазми  $v_z$ ), отриманих на харківському радарі НР на фазі 24-го циклу сонячної активності у спокійних умовах. Для розрахунків параметрів нейтральної атмосфери використовувалася емпірична модель NRLMSISE-00.

Розглянемо просторово-часові залежності параметрів фізичних процесів у іоносфері протягом характерних геофізичних періодів — рівнодень та сонцестоянь у 2009 та 2019 рр.

**1. Вертикальна складова швидкості переносу плазми за рахунок амбіполярної дифузії.** Весняне та осіннє рівнодення. Добові варіації швидкості  $v_d$  у періоди весняного та осіннього рівнодень є подібними між собою (рис. 1, а, б). У денні години значення  $v_d$  близькі до нуля в діапазоні висот 210...400 км. На висоті 210 км як навесні, так і для періоду осіннього рівнодення в денні години  $v_d \approx -2$  м/с. У нічні години спостерігається



перенесення плазми вниз ( $v_d < 0$ ). На висотах 210...250 км швидкість  $v_d$  вночі не перевищувала значень  $-15$  м/с. На висоті 300 км  $v_d \approx -30$  м/с навесні та восени. На висоті 350 км  $v_d \approx -60$  м/с для періодів весняного та осіннього рівнодень. Значення  $v_d$  зі збільшенням висоти збільшувалися. Ця тенденція зберігалася як для весняного, так і для осіннього рівнодення. Слід також зазначити, що добові варіації  $v_d$  навесні 2009 р. мали деякі особливості. На висоті 450 км у ранкові години  $v_d$  змінила знак (напрямок), і перенесення плазми здійснювалося вгору на більші

висоти. Таку поведінку швидкості  $v_d$  можна, скоріше за все, пояснити збуреними геліогеофізичними умовами 25 березня 2009 р. Як видно з табл. 2, для цього періоду мала місце помірна магнітна буря ( $K_{pmax} = 4$ ).

*Зимове та літнє сонцестояння.* Добові варіації вертикальної складової швидкості переносу плазми  $v_d$  у періоди літнього та зимового сонцестоянь наведено на рис. 1, в, г. Як видно з рис. 1, в, форми добових варіацій  $v_d$  у 2009 та 2019 рр. подібні між собою. У денні та нічні години в усьому розглянутому діапазоні висот спостерігалось пе-

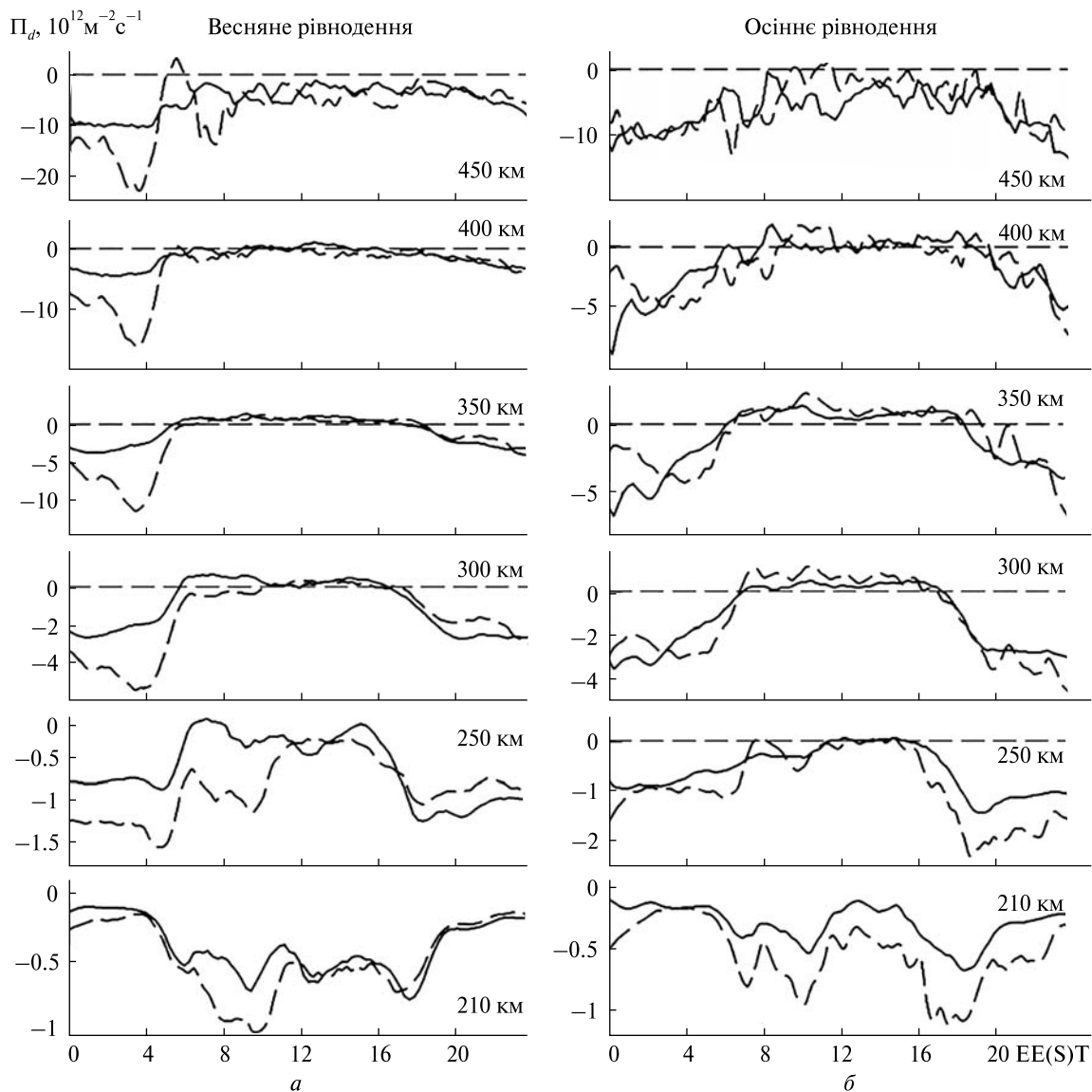


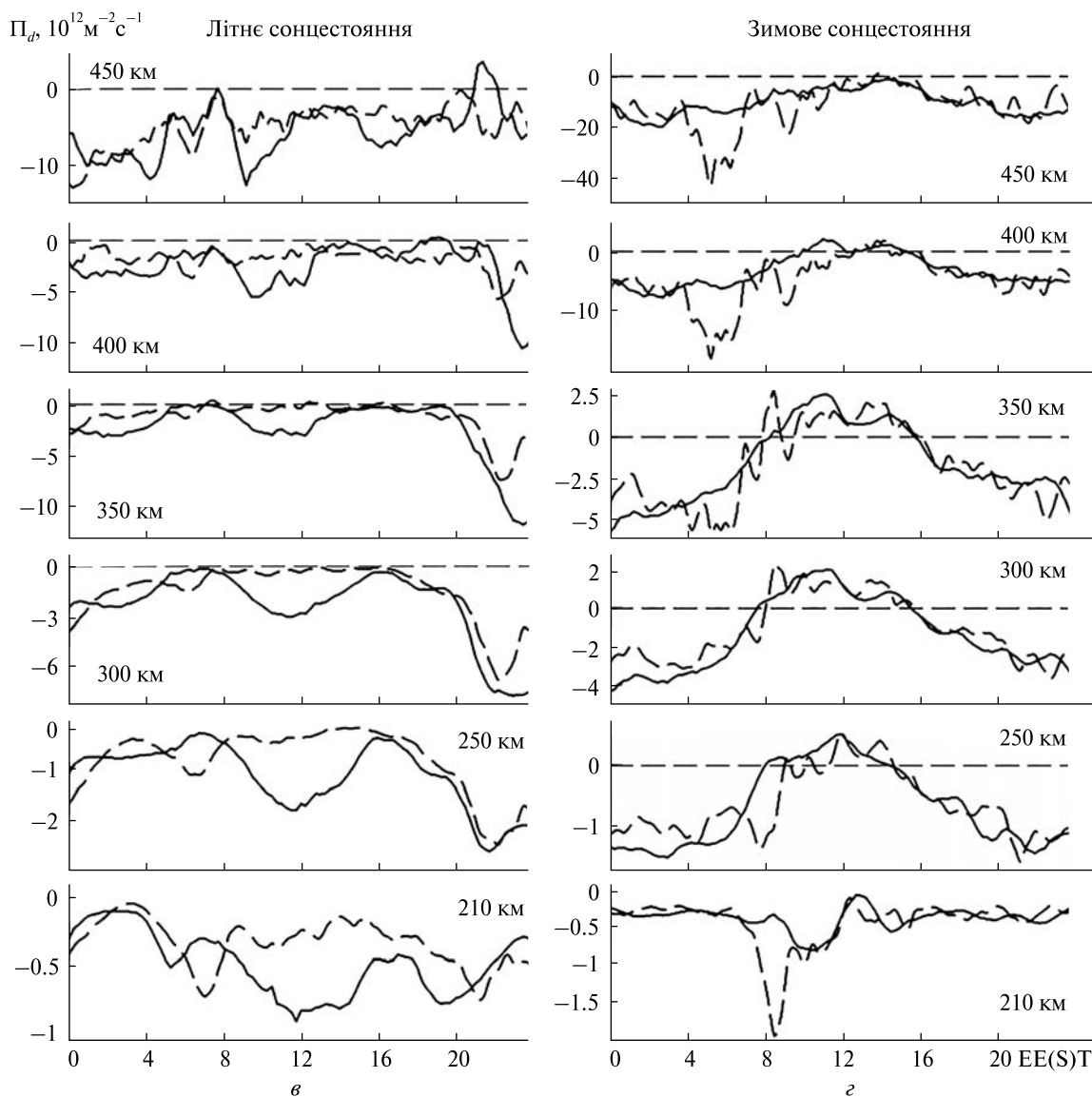
Рис. 2. Добові варіації щільності потоку плазми за рахунок амбіполярної дифузії  $P_d$  для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)

ренесення плазми донизу. Зі збільшенням висоти значення швидкості  $v_d$  збільшувалися. Опівдні на висотах 210...250 км для обох розглянутих років значення  $v_d$  варіювали від 0 до  $-6$  м/с, а у нічні години не перевищували  $-15$  м/с. На висотах 300...350 км денні значення  $v_d$  змінювалися від 0 до  $-15$  м/с, у нічні години — від  $-20$  до  $-60$  м/с. Форма висотного профілю швидкості  $v_d$  для зимового сонцестояння (рис. 1, г) є типовою для цих умов, але на висотах 250...400 км

близько опівдня спостерігалася зміна знаку, що свідчить про зміну напрямку перенесення заряджених частинок за рахунок амбіполярної дифузії. Така поведінка може бути пов'язана зі зміною геліогеофізичних умов та наявністю хвильових збурень в іоносфері.

**2. Щільність потоку плазми за рахунок амбіполярної дифузії. Весняне та осіннє рівнодення.** На рис. 2, а, б представлено добові варіації щільності потоку заряджених частинок за рахунок





амбіполярної дифузії у періоди рівнодень у 2009 та 2019 рр. на фіксованих висотах. Як і для  $v_d$ , у період весняного рівнодення дифузійний потік плазми  $P_d$  на малих висотах практично відсутній. Зі збільшенням висоти значення  $P_d$  збільшуються та з'являються особливості добових варіацій. Як для весняного періоду, так і восени у денні години потоку плазми практично немає. Але 25 березня 2009 р., як описано раніше, мала місце помірна магнітна буря, ефекти якої проявилися у варіаціях  $P_d$  в діапазоні висот 250...450 км. У нічні години для періодів рівнодень спостерігав-

ся низхідний потік плазми, починаючи з висоти 250 км. Значення  $P_d$  на висоті 250 км не перевищували  $-2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , а на висоті 350 км значення  $P_d$  не перевищували  $-10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  навесні та  $-8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  у період осіннього рівнодення.

*Зимове та літнє сонцестояння.* У період літнього сонцестояння добові варіації  $P_d$  мали складний характер (рис. 2, в). У денні години на висотах 250, 300 та 350 км значення  $P_d$  не перевищували  $-3 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Для 2019 р. значення щільності потоку плазми за рахунок амбіполярної дифузії  $P_d$  дорівнювали приблизно  $-2 \cdot 10^{12}$ ,

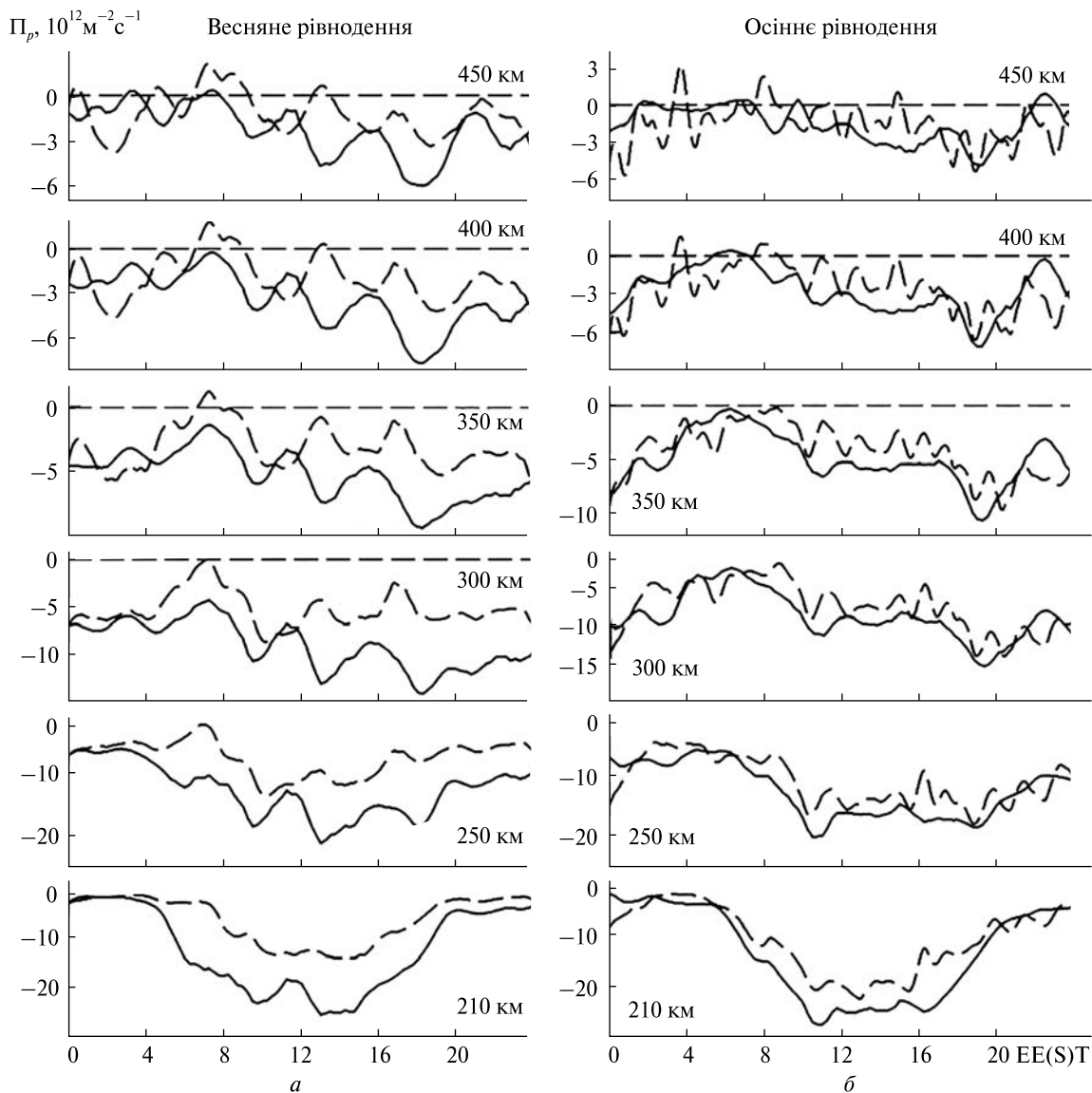
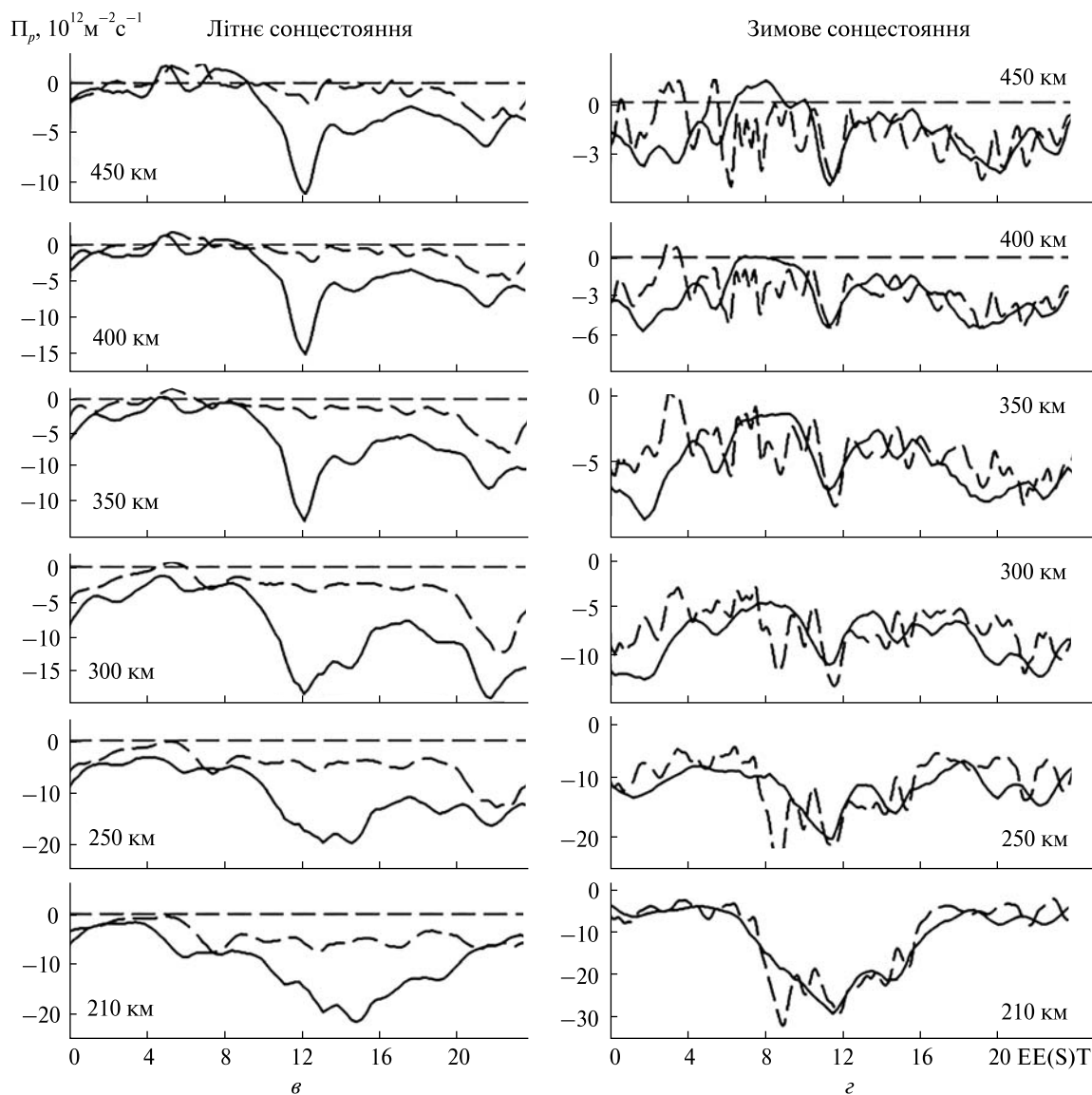


Рис. 3. Добові варіації щільності повного потоку плазми в іоносфері  $P_p$  для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)

$-3 \cdot 10^{12}$  та  $-4 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  відповідно на висотах 250, 300 і 350 км. Взимку в діапазоні висот 250...400 км у денні години спостерігався висхідний потік плазми (рис. 2, г). Значення щільності потоку плазми не перевищували  $2.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . У нічні години варіації  $P_d$  взимку якісно подібні варіаціям у періоди рівнодень та літнього сонцестояння.

**3. Щільність повного потоку плазми. Весняне та осіннє рівнодення.** На рис. 3, а, б представлено

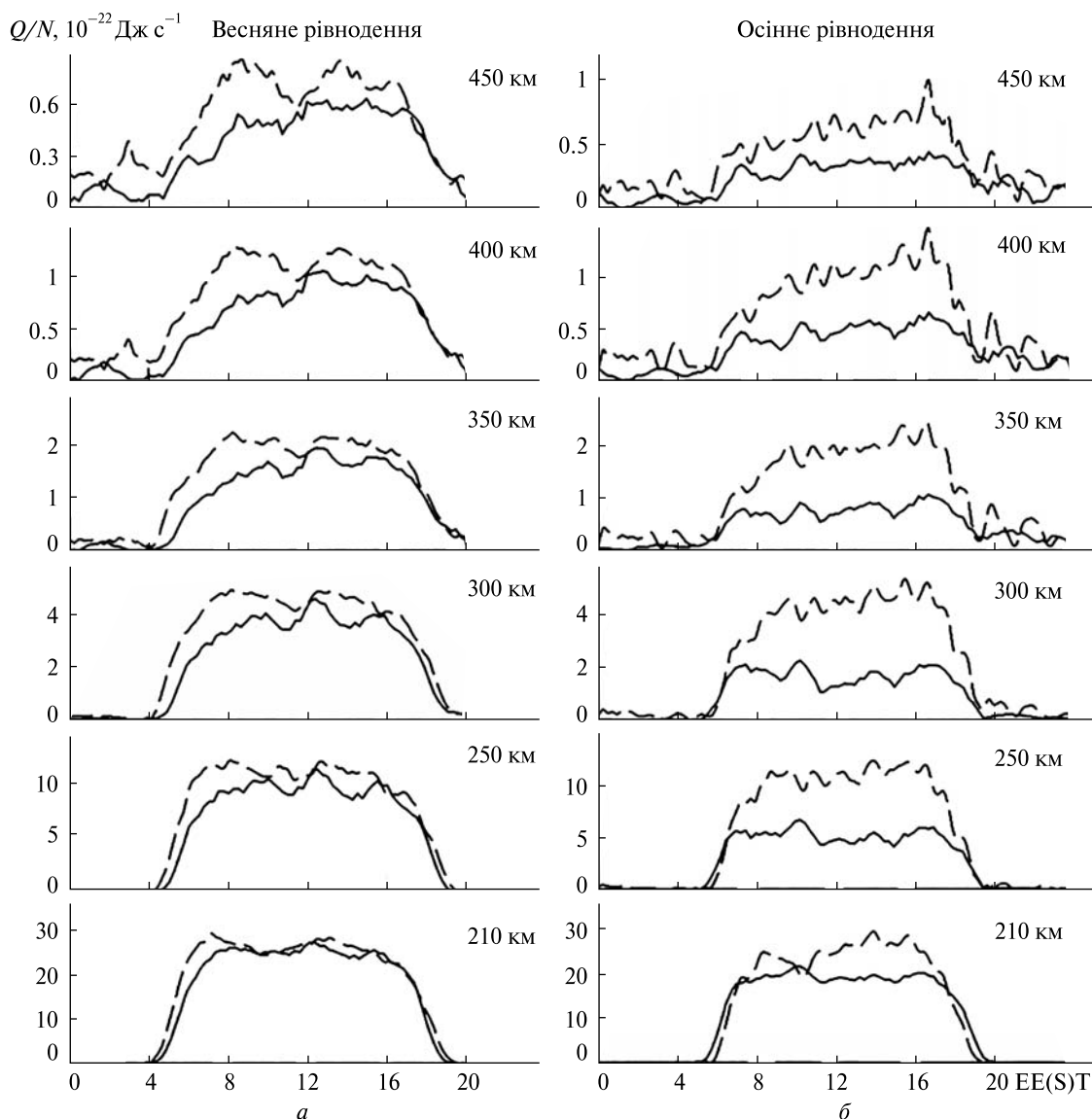
добові варіації щільності повного потоку плазми в іоносфері  $P_p$  у періоди весняного та осіннього рівнодень у 2009 та 2019 рр. на фіксованих висотах. Як видно з рис. 3, а, на висотах 210...350 км у денні години спостерігався низхідний потік плазми. Максимальні значення  $P_p$  спостерігалися на висотах 210 та 250 км, вони становили  $-25 \cdot 10^{12}$  та  $-20 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  відповідно. Вночі на цих висотах значення  $P_p$  не перевищували  $-10^{13} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . На висотах 350...450 км значення



$P_p$  були меншими. У денні години середні значення  $P_p \approx -6 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , в нічних умовах значення  $P_p$  не перевищували  $-5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Добові варіації  $P_p$  у 2009 р. відрізнялися від варіацій 2019 р. (рис. 3, а), що можна пояснити збуреними умовами (індекс  $K_p$  змінювався від 2 до 4). Для осіннього рівнодення (рис. 3, б) варіації  $P_p$  подібні весняним як за якісними, так і за кількісними характеристиками. Добові варіації  $P_p$  у 2009 та 2019 рр. кількісно та якісно схожі на всіх розглянутих висотах. Максимальні значення  $P_p$  спостерігалися в денні години на висоті 210 км

та становили  $-25 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Вночі на всіх розглянутих висотах значення  $P_p$  не перевищували  $-10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

*Зимове та літнє сонцестояння.* Добові варіації щільності повного потоку плазми для літнього та зимового сонцестоянь наведено на рис. 3, в, г. Влітку 2019 р. денні значення  $P_p$  в усьому висотному діапазоні, що розглядається, не перевищували  $-20 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  (для 2009 р. ці значення були суттєво меншими). У нічні години значення  $P_p$  становили  $-5 \cdot 10^{12}$ ,  $-10^{13}$ ,  $-15 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  на висотах 210, 250 та 300 км відповідно. Для зи-

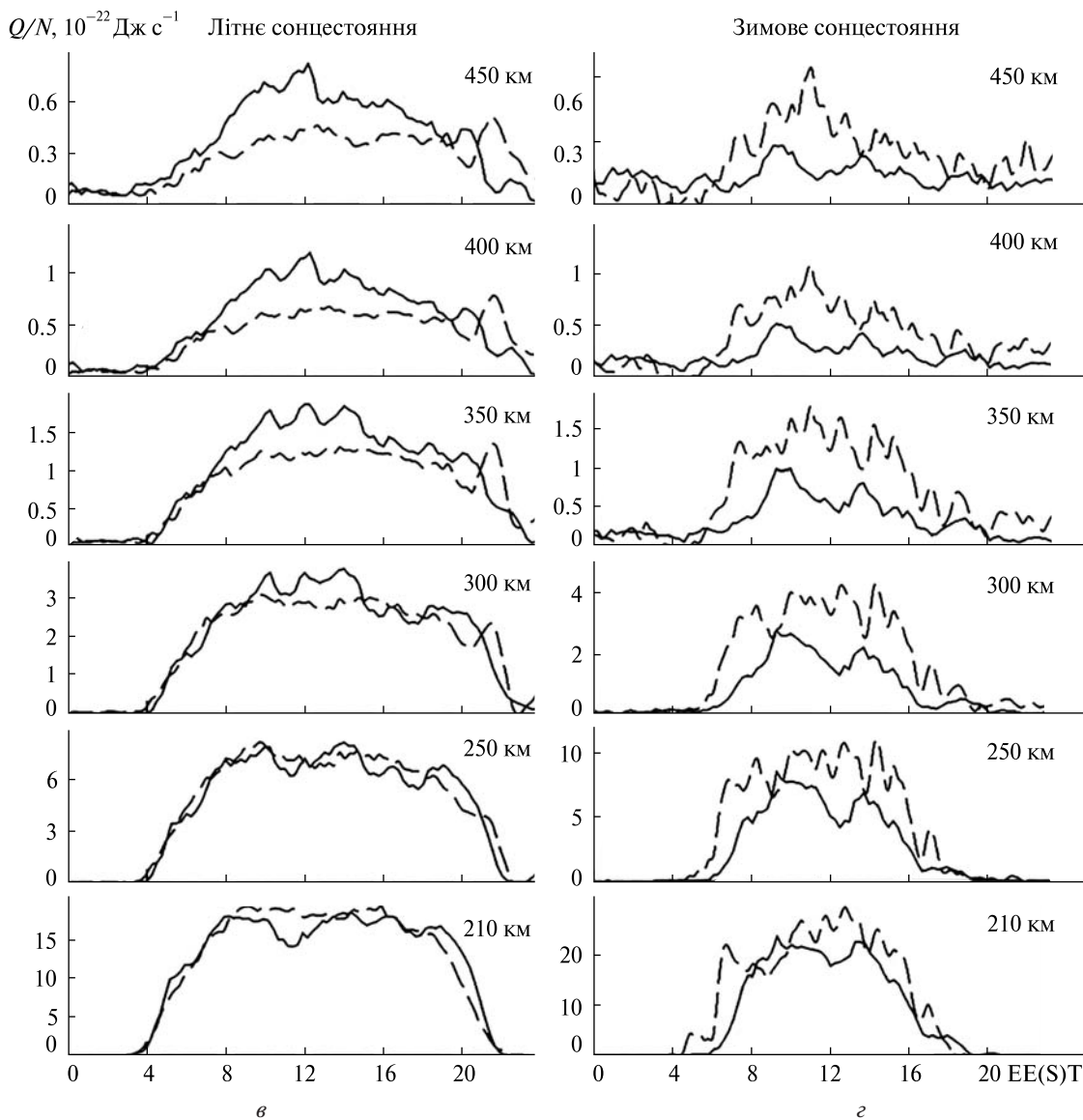


**Рис. 4.** Добові варіації величини енергії  $Q/N$ , яка підводиться до електрона за одиницю часу, для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)

мового сонцестояння (рис. 3, г) на висотах 210 та 250 км добові варіації  $\Pi_p$  мають схожу форму часових залежностей. На висотах 350...450 км денні значення за величиною порівнянні з нічними. Максимальні значення  $\Pi_p$  спостерігалися у ранкові та денні години (08:00–12:00 EEST) та становили майже  $-30 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  на висоті 210 км та  $-25 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  на висоті 250 км. У нічні години  $\Pi_p \approx -5 \cdot 10^{12}$  та  $-10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  на висотах 210 та 250 км відповідно. У висотному діапазоні

300...450 км значення  $\Pi_p$  стали суттєво меншими. Так, вдень на висоті 300 км  $\Pi_p \approx -10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , а на висоті 350 км значення  $\Pi_p$  зменшилися до  $-7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Вночі на розглянутих висотах щільність повного потоку плазми  $\Pi_p$  не перевищувала значень  $-12 \cdot 10^{12}$  та  $-8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  відповідно.

**4. Величина енергії, що підводиться до електрона за одиницю часу.** Основною характеристикою добових варіацій  $Q/N$  (де  $N = N_e$ ) є те, що у нічні



години підводу енергії до електронів не відбувається, а значення  $Q/N$  у цей час близькі до нуля в усьому розглянутому діапазоні висот. Зростання величини  $Q/N$  починається з моменту сходу Сонця, а зниження до фонових нічних значень — після заходу. Максимальні денні значення  $Q/N$  мають місце в діапазоні висот 210...250 км, далі зі збільшенням висоти величина  $Q/N$  зменшується.

*Весняне та осіннє рівнодення.* На рис. 4, а, б представлено добові варіації величини енергії, що підводиться до електрона за одиницю часу, для періодів весняного та осіннього рівнодень у 2009

та 2019 рр. Для періодів весняного рівнодення у 2009 та 2019 рр. добові варіації  $Q/N$  подібні між собою. Максимальні значення  $Q/N$  спостерігалися на висоті 210 км та дорівнювали приблизно  $30 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup> в ранкові години та близько опівдня. На висоті 350 км у денні години максимальні значення  $Q/N \approx 2.2 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup>. Для періоду осіннього рівнодення (рис. 4, б) маємо подібні значення, однак є відмінність. Значення  $Q/N$  для 2009 р. в діапазоні висот 250...450 км удвічі більші, ніж у 2019 р. Однією з причин такої поведінки  $Q/N$  є збурений стан іоносфери.

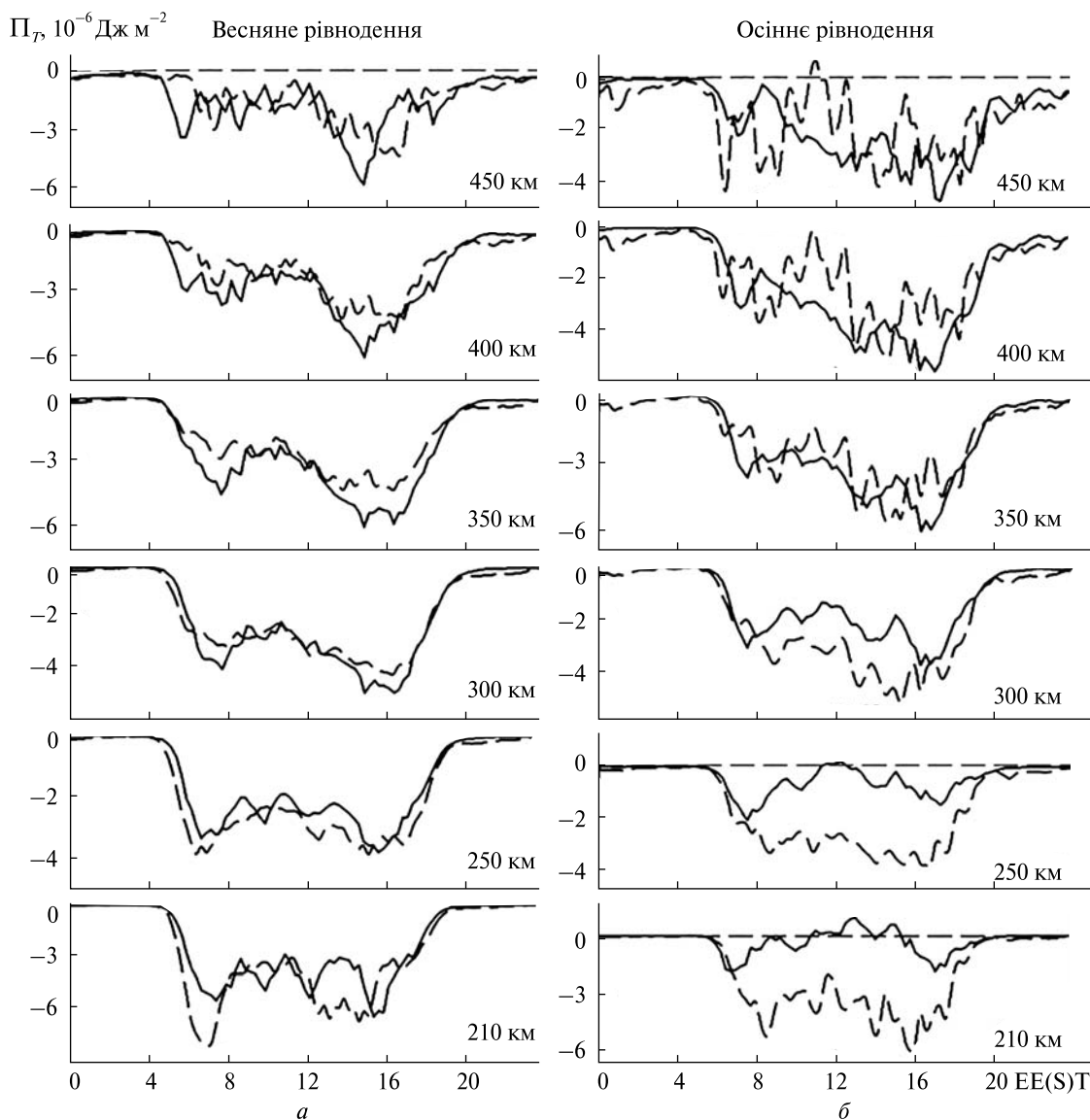
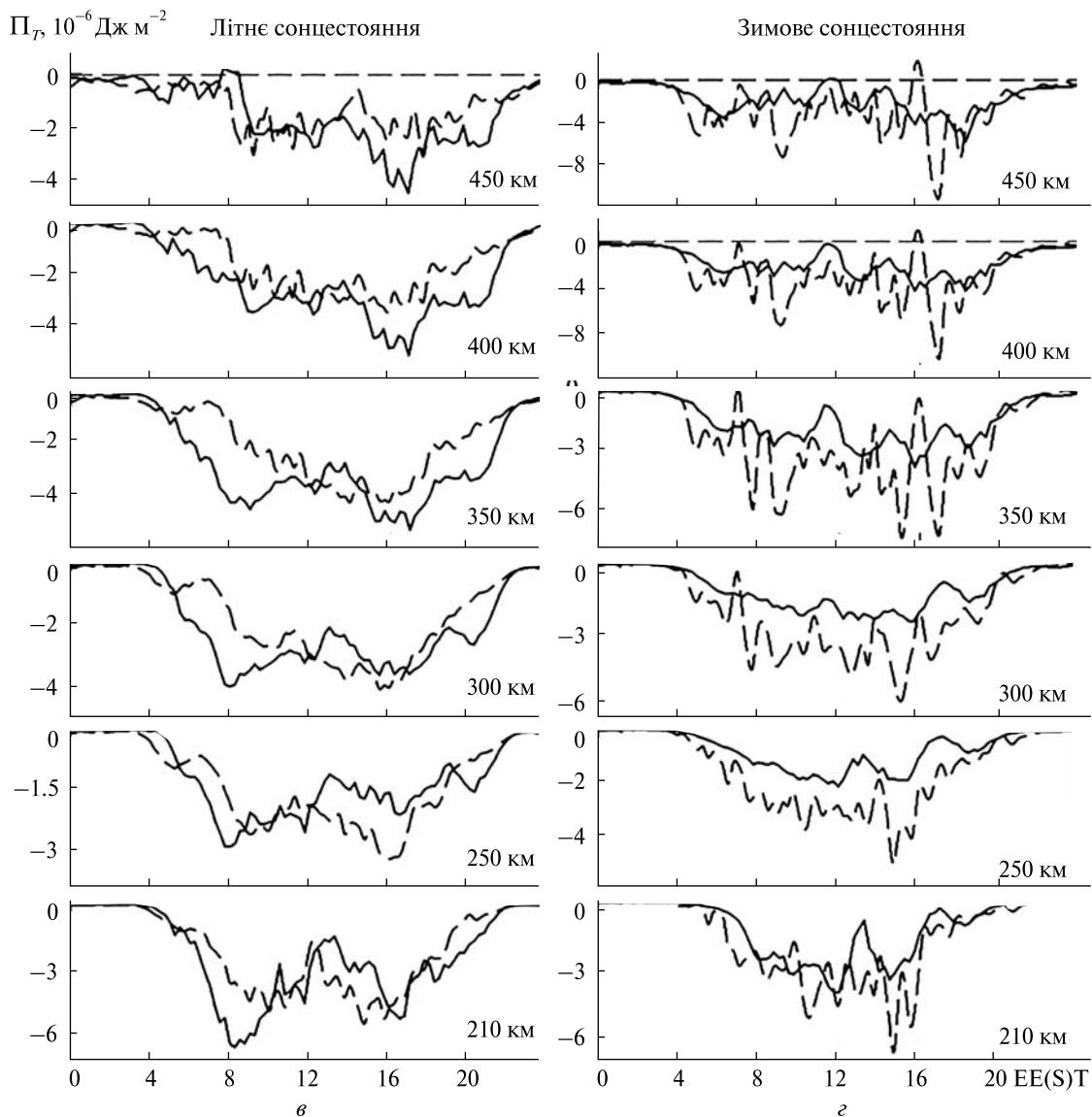


Рис. 5. Добові варіації шільності потоку тепла  $P_T$ , яке переноситься електронами в іоносферу із плазмосфери, для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)

*Зимове та літнє сонцестояння.* Добові варіації величини енергії, що підводиться до електрона за одиницю часу, для літнього та зимового сонцестоянь наведено на рис. 4, в, г. Як видно з рис. 4, в, значення  $Q/N$  влітку трохи менші у порівнянні з величинами  $Q/N$  у період весняного рівнодення в діапазоні висот 210...350 км. Для періоду літнього сонцестояння варіації  $Q/N$  на висотах 210...300 км у 2009 та 2019 рр. мали при-

близно схожі значення. Денні значення  $Q/N$  на висоті 210 км сягали  $20 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup>, а на висоті 250 км —  $9 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup>. Зі збільшенням висоти значення  $Q/N$  зменшилося практично до нуля. У діапазоні висот 350...450 км максимальні значення  $Q/N$  варіювали від  $2 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup> до  $0.9 \cdot 10^{-22}$  Дж·с<sup>-1</sup>. Для періоду зимового сонцестояння (рис. 4, г) спостерігався менш тривалий період збільшення  $Q/N$  у порівнянні з формами

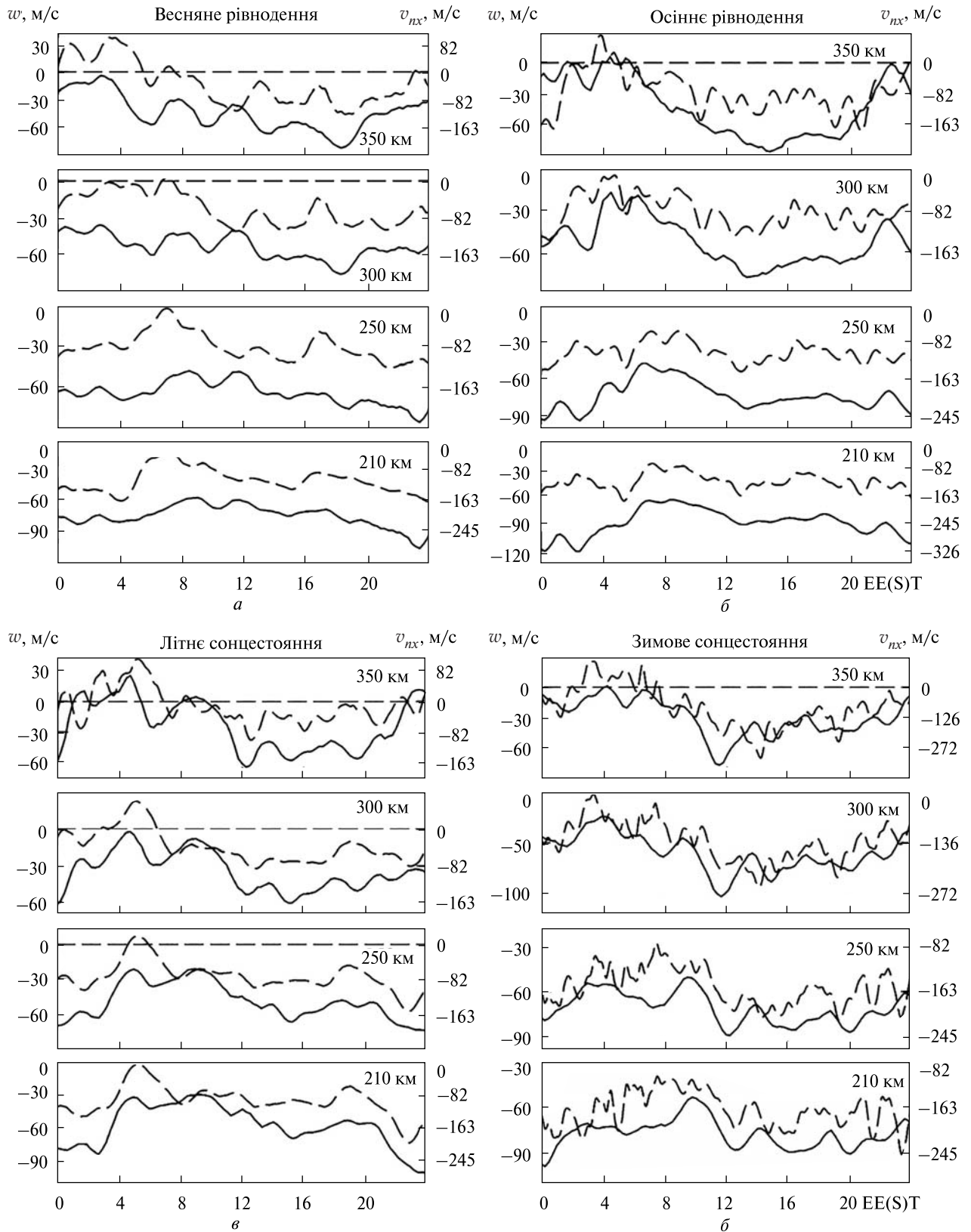


добових варіацій у періоди рівнодень та літнього сонцестояння. Але за максимальними значеннями  $Q/N$  взимку не поступалася літнім та у періоди рівнодень. Денні значення  $Q/N$  на висоті 210 км сягали  $30 \cdot 10^{-22}$  Дж·с $^{-1}$ , а на висоті 250 км —  $Q/N \approx 10 \cdot 10^{-22}$  Дж·с $^{-1}$ . На висотах 350...450 км максимальні значення  $Q/N$  варіювали від  $1.5 \cdot 10^{-22}$  до  $0.8 \cdot 10^{-22}$  Дж·с $^{-1}$ .

**5. Щільність потоку тепла.** Основними рисами добових варіацій щільності потоку тепла  $P_T$  є практична відсутність потоку в нічний час та

максимальні значення (за модулем) у ранкові та вечірні години.

*Весняне та осіннє рівнодення.* На рис. 5, а, б представлено добові варіації щільності потоку тепла, яке переноситься електронами із плазмосфери в іоносферу, у періоди весняного та осіннього рівнодень у 2009 та 2019 рр. Як видно з рис. 5, а, добові варіації  $P_T$  у 2009 та 2019 рр. кількісно та якісно подібні між собою. Основною особливістю добових варіацій навесні є наявність двох максимумів — ранкового (близько



**Рис. 6.** Добові варіації швидкості еквівалентного нейтрального вітру  $w$  і швидкості меридіональної складової нейтрального вітру  $v_{nx}$  для періодів: весняного (а) та осіннього (б) рівнодень; літнього (в) та зимового (г) сонцестоянь у 2009 р. (штрихова лінія) та 2019 р. (суцільна лінія)



08:00 EEST) та вечірнього (близько 16:00 EEST). Локалізація цих максимумів може змінюватися в залежності від висоти та сезону, а амплітуда залежить від стану космічної погоди. На поведінку  $P_T$  восени 2009 р. (рис. 5, б) також впливає стан космічної погоди. У добових варіаціях  $P_T$  помітні ефекти помірних магнітних бур. Основний ефект збурених умов — це збільшення величини  $P_T$  та посилення низхідного потоку тепла в іоносферу Землі. Така поведінка  $P_T$  цілком пов'язана з варіаціями параметрів космічної погоди та станом геомагнітної активності (див. табл. 2). Як і для  $Q/N$ , величина щільності потоку тепла залежить від рівня сонячної активності та стану космічної погоди. Як видно з рисунків, навіть невелике збурення може призвести до значних кількісних та якісних змін у добових варіаціях  $P_T$ .

*Зимове та літнє сонцестояння.* На рис. 5, в, г представлено добові варіації щільності потоку тепла  $P_T$  у періоди літнього та зимового сонцестоянь у 2009 та 2019 рр. на фіксованих висотах. Форма добових залежностей у періоди літнього сонцестояння (рис. 5, в) подібна формам часових залежностей, які отримано у періоди весняного та осіннього рівнодень. У період зимового сонцестояння добові варіації  $P_T$  мали складний характер (рис. 5, г). Як видно, в нічні години в усьому висотному діапазоні спостерігалися досить малі значення  $P_T$  у порівнянні з денними. У денні та вечірні години в діапазоні висот 300...450 км спостерігалися максимальні значення щільності потоку тепла, яке переноситься електронами з плазмосфери в іоносферу.

**6. Швидкість еквівалентного нейтрального (термосферного) вітру.** *Весняне та осіннє рівнодення.* Добові варіації швидкості еквівалентного нейтрального вітру  $w$  і швидкості меридіональної складової нейтрального вітру  $v_{nx}$  у періоди весняного та осіннього рівнодень у 2009 та 2019 рр. представлено на рис. 6, а, б. Як видно з рисунків, форми добових варіацій  $w$  навесні та восени якісно подібні. Протягом всієї доби спостерігався спрямований до полюса вітер ( $v_{nx} < 0$ ). Навесні 2009 р. під час геомагнітного збурення ( $A_p = 10$ ,  $K_{pmax} = 4$ ) спостерігалася зміна напрямку вітру до екватора, а величина  $w$  у цей період відрізнялася від значень швидкості еквівалентного нейтраль-

ного вітру навесні 2019 р. Максимальні значення  $w$  у період весняного рівнодення дорівнювали приблизно  $-90$  м/с на висотах 210...250 км у нічні години. На висоті 350 км значення  $w$  протягом доби варіювали від  $-85$  до 30 м/с. У період осіннього рівнодення (рис. 6, б) протягом доби також спостерігався нейтральний вітер, спрямований до полюса. Максимальні значення  $w$  реєструвалися вночі на висоті 210 км та становили майже  $-120$  м/с. Зі збільшенням висоти величина швидкості нейтрального вітру зменшувалася та сягала  $-75$  м/с вдень на висоті 300 км.

*Зимове та літнє сонцестояння.* На рис. 6, в, г наведено добові варіації швидкості еквівалентного нейтрального вітру  $w$  і швидкості меридіональної складової нейтрального вітру  $v_{nx}$  у періоди літнього та зимового сонцестоянь у 2009 та 2019 рр. У період літнього сонцестояння (рис. 6, в), як і для періодів рівнодень, протягом доби спостерігався нейтральний вітер, спрямований до полюса. Але в діапазоні висот 300...350 км у ранкові години та частково вночі спостерігалася зміна знаку  $w$ . Максимальні значення швидкості нейтрального вітру на висоті 210 км сягали  $-100$  м/с вночі та  $-60$  м/с вдень. Зі збільшенням висоти нічні значення  $w$  зменшуються приблизно до 30...60 м/с (за модулем). У період зимового сонцестояння (рис. 6, г) протягом доби також спостерігався нейтральний вітер, спрямований до полюса. У діапазоні висот 210...250 км протягом доби швидкість  $w$  в середньому сягала приблизно  $-75$  м/с. Також у варіаціях  $w$  мав місце квазіхвильовий процес з періодом близько 2 год. Ці хвильові збурення спостерігаються у варіаціях  $w$  для обох розглянутих років. На висоті 350 км у ранкові години значення швидкості  $w$  змінюють знак, що свідчить про зміну напрямку вітру.

## ВИСНОВКИ

Виконано напівемпіричне моделювання просторово-часових варіацій параметрів динамічних та теплових процесів у іоносфері для періодів сонцестоянь та рівнодень у 2009 та 2019 рр. на фазах мінімуму 24-го циклу сонячної активності. Моделювання варіацій параметрів провадилося з використанням експериментальних даних харківського радара некогерентного розсіяння та теоретич-

них співвідношень. Для розрахунку параметрів нейтральної атмосфери було використано емпіричну модель атмосфери NRLMSISE-00.

Для типових геофізичних періодів (весняне та осіннє рівнодення, літнє та зимове сонцестояння) побудовано та проаналізовано добові варіації параметрів динамічних та теплових процесів у іоносферній плазмі на висотах від 210 до 450 км. Розраховано значення швидкості перенесення плазми за рахунок амбіполярної дифузії, щільності повного потоку плазми та потоку заряджених частинок за рахунок амбіполярної дифузії, значення енергії, що підводиться до електронного газу, щільності потоку тепла, яке переноситься електронами з плазмосфери до іоносфери, а також швидкості еквівалентного нейтрального вітру та меридіональної складової швидкості нейтрального вітру.

Результати, отримані в цій роботі, добре узгоджуються з результатами, отриманими раніше [3, 17]. Кількісні та якісні характеристики параметрів та їхні добові варіації є типовими для сезонів, що розглядаються. Виявлено, що для більшості досліджуваних періодів слабкі варіації космічної погоди не призводять до істотних змін у просторово-часових варіаціях параметрів

динамічних та теплових процесів у іоносфері. Просторово-часові варіації параметрів динамічних та теплових процесів (зокрема  $v_d$ ,  $\Pi_d$ ,  $\Pi_p$  та  $\Pi_T$ ) у періоди спаду сонячної активності в цілому повністю відповідають сучасним уявленням про фізико-хімічні процеси в іоносфері. На противагу цим параметрам швидкість еквівалентного нейтрального вітру  $w$  значно змінювалася (до 2...2.5 разів) під час слабких збурень космічної погоди навіть при незначному посиленні геомагнітної активності. Причинами таких змін можуть бути посилення горизонтальних термосферних вітрів та проникнення зональних магнітосферних електричних полів у середні широти у періоди рівнодень.

В цілому можна зробити висновок, що екстремальні значення параметрів динамічних та теплових процесів суттєво залежать від сезону та стану космічної погоди.

Отримані результати моделювання можуть використовуватися у фундаментальних дослідженнях сонячно-земних зв'язків та геокосмосу, для розв'язання прикладних задач, пов'язаних з можливістю прогнозування стану космічної погоди, а також для подальшого розвитку регіональної моделі іоносфери CERIM ІОН.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Брюнелли Б. Е., Намгалдзе А. А. *Физика ионосферы*. М.: Наука, 1988. 528 с.
2. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты радиофизических исследований процессов в ионосфере, сопровождавших сильнейшую геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. *Успехи современной радиоэлектроники*. 2003. № 9. С. 57–94.
3. Дзюбанов Д. А., Ляшенко М. В., Черногор Л. Ф. Исследование и моделирование вариаций параметров ионосферной плазмы в период минимума 23-го цикла солнечной активности. *Космічна наука і технологія*. 2008. **14**, № 1. С. 44–56. <https://doi.org/10.15407/knit2008.01.044>.
4. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. *Прогнозирование состояния ионосферы*. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 190 с.
5. Искра Д. А., Колодяжний В. В., Ляшенко М. В. *Разработка региональной модели ионосферы CERIM ІОН в рамках создания службы прогноза космической погоды*. Теоретические и прикладные аспекты радиотехники, приборостроения и компьютерных технологий: Матер. IV Междунар. научно-техн. конф. (20–21 июня 2019 г.). Тернополь: ФОП Паляница В. А., 2019. Сб. тез. С. 15–18.
6. Ляшенко М. В., Пуляев В. А., Черногор Л. Ф. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период роста солнечной активности. *Космічна наука і технологія*. 2006. **12**, № 5/6. С. 58–68. <https://doi.org/10.15407/knit2006.05.058>.
7. Ляшенко М. В., Складаров И. Б., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период спада солнечной активности. *Космічна наука і технологія*. 2006. **12**, № 2/3. С. 45–58. <https://doi.org/10.15407/knit2006.02.045>.
8. Ляшенко М. В., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период максимума солнечной активности. *Космічна наука і технологія*. 2006. **12**, № 4. С. 56–70. <https://doi.org/10.15407/knit2006.04.056>.

9. Черногор Л. Ф., Домнин И. Ф. *Физика геокосмических бурь*. Х.: ХНУ имени В. Н. Каразина, 2014. 407 с.
10. Banks P. M. Charged particle temperatures and electron thermal conductivity in the upper atmosphere. *Ann. Geophys.* 1966. **22**. P. 577—584.
11. Banks P. M. The thermal structure of the ionosphere. *Proc. IEEE*. 1969. **57**, № 3. P. 6—30. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.6959>.
12. Buonsanto M. J., Holt J. M. Measurements of gradients in ionospheric parameters with a new nine-position experiment at Millstone Hill. *J. Atmos. and Terr. Phys.* 1995. **57**. P. 705—717.
13. Chernogor L., Domnin I., Lyashenko M. Development of Central Europe Regional Ionospheric Model (CERIM ION) for Space Weather Forecasting. EGU General Assembly 2010 (Vienna, Austria, 2—7 May 2010). *Geophys. Res. Abstract*. 2010. **12**. EGU2010-316-2.
14. Dalgarno A., Degges T. C. Electron cooling in the upper atmosphere. *Planet. Space Sci.* 1968. **16**. P. 125—132. [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(68\)90049-4](https://doi.org/10.1016/0032-0633(68)90049-4).
15. Ding, Z., Wu, J., Xu, Z., et al. The Qujing incoherent scatter radar: system description and preliminary measurements. *Earth Planets Space*. 2018. **70**. P. 87. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0859-8>.
16. Domnin I. F., Chepurnyy Ya. M., Emelyanov L. Ya., Chernyaev S. V., Kononenko A. F., Kotov D. V., Bogomaz O. V., Iskra D. A. Kharkiv incoherent scatter facility. *Bull. NTU “KhPI”. Ser. Radiophysics and ionosphere*. 2014. № 47 (1089). P. 28—42. [http://nbuv.gov.ua/UJRN/vcpiri\\_2014\\_47\\_7](http://nbuv.gov.ua/UJRN/vcpiri_2014_47_7).
17. Emel'yanov L. Ya., Lyashenko M. V., Chernogor L. F., Domnin I. F. Motion of ionospheric plasma: results of observation above Kharkiv in solar cycle 24. *Geomagnetism and Aeronomy*. 2018. **58**, № 4. P. 533—547. <https://doi.org/10.1134/S001679321802007X>.
18. Evans J. V. Theory and practice of ionosphere study by Thomson scatter radar. *Proc. IEEE*. 1969. **57**, № 4. P. 496—530. <https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7005>.
19. Gordon W. E. Incoherent scatter of radio waves by free electrons with applications to space exploration by Radar. *Proc. IRE*. 1958. **46**. P. 1824—1829.
20. Huang C.-S., C. Foster J., Goncharenko L. P., Erickson P. J., Rideout W., Coster A. J. A strong positive phase of ionospheric storms observed by the Millstone Hill incoherent scatter radar and global GPS network. *J. Geophys. Res.* 2005. **110**. A06303. <https://doi.org/10.1029/2004JA010865>.
21. Liu L., Le H., Wan W., Sulzer M. P., Lei J., Zhang M.-L. An analysis of the scale heights in the lower topside ionosphere based on the Arecibo incoherent scatter radar measurements. *J. Geophys. Res.* 2007. **112**. A06307. <https://doi.org/10.1029/2007JA012250>.
22. Picone J. M., Hedin A. E., Drob D. P., Aikin A. C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *J. Geophys. Res.* 2002. **107**, № A12. P. 1—16. <https://doi.org/10.1029/2002JA009430>.
23. Richards P. G. Seasonal and solar cycle variations of the ionospheric peak electron density: Comparison of measurement and models. *J. Geophys. Res.* 2001. **106** (A7). P. 12803—12819. <https://doi.org/10.1029/2000JA000365>.
24. Rishbeth H., Sedgemore-Schulthess K. J. F., Ulich T. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion. *Ann. Geophysicae*. 2000. **18**. P. 945—956. <https://doi.org/10.1007/s00585-000-0945-6>.
25. Salah J. E., Evans J., Wand R. N. Seasonal variations in the thermosphere above Millstone Hill. *Radio Sci.* 1974. **9** (2). P. 231—238. <https://doi.org/10.1029/RS009i002p00231>.
26. Chunk R. W., Nagy A. F. *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. Cambridge, Atmospheric and Space Sci. Ser., 2000. 555 p.
27. Sethi N. K., Dabas R. S., Vohra V. K. Diurnal and seasonal variations of hmF2 deduced from digital ionosonde over New Delhi and its comparison with IRI 2001. *Ann. Geophysicae*. 2004. **22**. P. 453—458. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-453-2004>.
28. Zang S., Holt J. M., Zalucha A. M. Midlatitude ionospheric plasma temperature climatology and empirical model based on Saint Santin incoherent scatter radar data from 1966 to 1987. *J. Geophys. Res.* 2004. **109** (A11). P. 1—9.

## REFERENCES

1. Brjunelli B. E., Namgaladze A. A. (1988). *Ionospheric physics*. Moscow: Nauka, 528 p. [in Russian].
2. Grigorenko Y. I., Lysenko V. N., Taran V. I., Chernogor L. F. (2003). Radio studies of processes in the ionosphere associated with the strongest September 25, 1998 geomagnetic storm. *Uspekhi sovremennoi radioelektroniki*, № 9, 57—94 [in Russian].
3. Dzyubanov D. A., Lyashenko M. V., Chernogor L. F. (2008). Investigation and modeling of ionospheric plasma parameter variations during minimum period of the 23-th solar activity cycle. *Space Science and Technology*, **14**, № 1, 44—56. doi: 10.15407/knit2008.01.044.
4. Ivanov-Kholodny G. S., Mikhailov A. V. (1980). *Prediction of the State of the Ionosphere*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 190 p. [in Russian].

5. Iskra D. A., Kolodyazhnyi V. V., Lyashenko M. V. (2019). *Development of the CERIM IION regional ionosphere model as part of the creation of the space weather forecast service*. Theoretical and applied aspects of radio engineering, instrument making and computer technologies. Proceedings of the IV International Scientific and Technical Conference, June 20–21, 2019: a collection of abstracts. Ternopil: Individual Entrepreneur Palyanytsya V A, 15–18.
6. Lyashenko M. V., Pulyaev V. A., Chernogor L. F. (2006). Diurnal and seasonal variations of ionospheric plasma parameters during rise solar activity period. *Space Science and Technology*, **12**, № 5/6, 58–68. doi: 10.15407/knit2006.05.058.
7. Lyashenko M. V., Sklyarov I. B., Chernogor L. F., Chernyak Yu. V. (2006). Diurnal and seasonal variations of ionospheric plasma parameters on solar activity abatement. *Space Science and Technology*, **12**, № 2/3, 45–58. doi: 10.15407/knit2006.02.045.
8. Lyashenko M. V., Chernogor L. F., Chernyak Yu. V. (2006). Diurnal and seasonal variations of ionospheric plasma parameters at maximum solar activity period. *Space Science and Technology*, **12**, № 4, 56–70. doi: 10.15407/knit2006.04.056.
9. Chernogor L. F., Domnin I. F. (2014). *Physics of Geospace Storms*. Kharkiv: V. N. Karazin Kharkiv National University Publ., 407 p. [in Russian].
10. Banks P. M. (1966). Charged particle temperatures and electron thermal conductivity in the upper atmosphere. *Ann. Geophys.*, **22**, 577–584
11. Banks P. M. (1969). The thermal structure of the ionosphere. *Proc. IEEE*, **57**, № 3, 6–30. doi.org/10.1109/PROC.1969.6959.
12. Buonsanto M. J., Holt J. M. (1995). Measurements of gradients in ionospheric parameters with a new nine-position experiment at Millstone Hill. *J. Atmospheric and Terrestrial Phys.*, **57**, 705–717.
13. Chernogor L., Domnin I., Lyashenko M. (2010). Development of Central Europe Regional Ionospheric Model (CERIM IION) for Space Weather Forecasting. *EGU General Assembly 2010* (Vienna, Austria, 2–7 May 2010). *Geophys. Res. Abstract*, **12**, EGU2010-316-2.
14. Dalgarno A., Degges T. C. (1968). Electron cooling in the upper atmosphere. *Planet. Space Sci.*, **16**, 125–132. doi.org/10.1016/0032-0633(68)90049-4.
15. Ding Z., Wu J., Xu Z., et al. (2018). The Qujing incoherent scatter radar: system description and preliminary measurements. *Earth Planets Space*, **70**, 87. doi.org/10.1186/s40623-018-0859-8.
16. Domnin I. F., Chepurnyy Ya. M., Emelyanov L. Ya., Chernyaev S. V., Kononenko A. F., Kotov D. V., Bogomaz O. V., Iskra D. A. (2014). Kharkiv incoherent scatter facility. *Bull. NTU “KPI”. Ser. Radiophysics and ionosphere*, № 47, (1089), 28–42. [http://nbuv.gov.ua/UJRN/vcpiri\\_2014\\_47\\_7](http://nbuv.gov.ua/UJRN/vcpiri_2014_47_7).
17. Emel’yanov L. Ya., Lyashenko M. V., Chernogor L. F., Domnin I. F. (2018). Motion of ionospheric plasma: results of observation above Kharkiv in solar cycle 24. *Geomagnetism and Aeronomy*, **58**, № 4, 533–547. doi.org/10.1134/S001679321802007X.
18. Evans J. V. (1969). Theory and practice of ionosphere study by Thomson scatter radar. *Proc. IEEE*, **57**, № 4, 496–530. doi.org/10.1109/PROC.1969.7005.
19. Gordon W. E. (1958). Incoherent scatter of radio waves by free electrons with applications to space exploration by Radar. *Proc. IRE*, **46**, 1824–1829.
20. Huang C.-S., Foster J. C., Goncharenko L. P., Erickson P. J., Rideout W., Coster A. J. (2005). A strong positive phase of ionospheric storms observed by the Millstone Hill incoherent scatter radar and global GPS network. *J. Geophys. Res.*, **110**, A06303. doi.org/10.1029/2004JA010865.
21. Liu L., Le H., Wan W., Sulzer M. P., Lei J., Zhang M.-L. (2007). An analysis of the scale heights in the lower topside ionosphere based on the Arecibo incoherent scatter radar measurements. *J. Geophys. Res.*, **112**, A06307. doi.org/10.1029/2007JA012250.
22. Picone J. M., Hedin A. E., Drob D. P., Aikin A. C. (2002). NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *J. Geophys. Res.*, **107**, № A12, 1–16. doi.org/10.1029/2002JA009430.
23. Richards P. G. (2001). Seasonal and solar cycle variations of the ionospheric peak electron density: Comparison of measurement and models. *J. Geophys. Res.*, **106**, № A7, 12803–12819. doi.org/10.1029/2000JA000365.
24. Rishbeth H., Sedgemore-Schulthess K. J. F., Ulich T. (2000). Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion. *Ann. Geophysicae*, **18**, 945–956. doi.org/10.1007/s00585-000-0945-6.
25. Salah J. E., Evans J., Wand R. N. (1974). Seasonal variations in the thermosphere above Millstone Hill. *Radio Sci.*, **9**, № 2, 231–238. doi.org/10.1029/RS009i002p00231.
26. Schunk R. W., Nagy A. F. (2000). *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. Cambridge, Atmospheric and Space Sci. Ser., 555 p.
27. Sethi N. K., Dabas R. S., Vohra V. K. (2004). Diurnal and seasonal variations of hmF2 deduced from digital ionosonde over New Delhi and its comparison with IRI 2001. *Ann. Geophysicae*, **22**, 453–458. doi.org/10.5194/angeo-22-453-2004.
28. Zang S., Holt J. M., Zalucha A. M. (2004). Midlatitude ionospheric plasma temperature climatology and empirical model based on Saint Santin incoherent scatter radar data from 1966 to 1987. *J. Geophys. Res.*, **109**, № A11, 1–9.

Стаття надійшла до редакції 13.07.2022

Після доопрацювання 12.09.2022

Прийнято до друку 13.09.2022

Received 13.07.2022

Revised 12.09.2022

Accepted 13.09.2022

V. V. Kolodyazhnyi<sup>1,2</sup>, Junior Researcher, Ph.D. student of the Department of Radio Electronics  
E-mail: Vyacheslav.Kolodyazhnyi@infiz.khpi.edu.ua

M. V. Lyashenko<sup>1</sup>, Candidate of Physical and Mathematical Sciences (Ph.D. in Phys&Math),  
Senior Researcher, Scientific Secretary  
E-mail: intercosmos80@gmail.com

L. Ya. Emelyanov<sup>1</sup>, Candidate of Physical and Mathematical Sciences (Ph.D. in Phys&Math),  
Senior Researcher, Leading Researcher  
E-mail: leonid.ya.emelyanov@gmail.com

D. A. Dzyubanov<sup>2</sup>, Candidate of Physical and Mathematical Sciences (Ph.D. in Phys&Math),  
Senior Researcher, Professor  
E-mail: Dmytro.Dziubanov@khpi.edu.ua

<sup>1</sup> Institute of Ionosphere of the National Academy of Sciences  
of Ukraine and Ministry for Education and Science of Ukraine  
16 Кирпичова Str, Kharkiv, 61002 Ukraine

<sup>2</sup> National Technical University «Kharkiv Polytechnic Institute»  
2 Кирпичова Str., Kharkiv, 61002 Ukraine

#### MODELING OF SPATIAL-TEMPORAL VARIATIONS OF DYNAMIC AND THERMAL PROCESS PARAMETERS IN GEOSPACE OVER UKRAINE DURING THE MINIMUM OF 24-TH CYCLE OF SOLAR ACTIVITY (2009, 2019)

We have performed the modelling of spatiotemporal variations of parameters of dynamic and thermal processes in ionospheric plasma at the phases of the minimum of the 24-th cycle of solar activity according to the Kharkiv radar of incoherent scattering. The diurnal dependences of parameters of the processes in the ionospheric plasma at altitudes from 210 to 450 km are constructed for typical geophysical periods (vernal and autumn equinoxes, summer and winter solstices). In the paper, the analysis of spatial and temporal variations of parameters of dynamic and thermal processes in the ionosphere is presented.

We determined the value of the plasma transfer velocity due to ambipolar diffusion, the density of the full plasma flux, and the flux of charged particles due to ambipolar diffusion, the value of the energy supplied to the electron gas, the density of the heat flux transferred by electrons from the plasmasphere to the ionosphere, as well as the velocity of the equivalent neutral wind, and the meridional component of the neutral wind velocity.

We found that weak variations in space weather do not lead to significant changes in spatiotemporal variations of the parameters of dynamic and thermal processes in the ionosphere for most of the studied periods. Quantitative and qualitative characteristics of most of these parameters and their diurnal variations were typical for the considered seasons. On the contrary, the velocity of the equivalent neutral wind changed significantly (up to 2—2.5 times) even with a weak increase in geomagnetic activity. The reasons for such changes may be the strengthening of horizontal thermospheric winds and the penetration of zonal magnetospheric electric fields into midlatitudes during the equinoxes.

The obtained results of calculations can be used in basic studies of solar-terrestrial relations and geospace, for the solution of applied problems related to the ability to predict the state of space weather, as well as for further development of the regional ionosphere model CERIM IION.

The object of research: physical processes in the ionospheric plasma.

The subject of research: spatiotemporal dependences of the main parameters of ionospheric plasma, which were obtained using incoherent scattering radar.

Research methods — terrestrial radiophysical method of incoherent scatter of radio waves, statistical analysis of observation results, semi-empirical modelling of parameters of dynamic and thermal processes.

**Keywords:** ionosphere, ionospheric modelling, physical processes in ionospheric plasma, parameters of dynamic and thermal processes, radiophysical methods of geospace research, solar activity.