

РАДІОФІЗИКА ГЕОКОСМОСУ

DOI: <https://doi.org/10.15407/rpra25.02.100>УДК 550.388.2, 510.535,
551.511.31PACS numbers: 92.60.hh,
94.20.VvК. Д. АКСЬОНОВА^{1,2}, С. В. ПАНАСЕНКО²¹ Радіоастрономічний інститут НАН України,
вул. Мистецтв, 4, м. Харків, 61002, Україна
E-mail: katya.aksen93@gmail.com² Інститут іоносфери НАН і МОН України,
вул. Кирпичова, 16, м. Харків, 61001, Україна
E-mail: sergii.v.panasenko@gmail.com

ПЕРЕВАЖАЮЧІ РУХОМІ ІОНОСФЕРНІ ЗБУРЕННЯ НАД СХІДНОЮ ЄВРОПОЮ ЗА НИЗЬКИХ РІВНІВ СОНЯЧНОЇ ТА ГЕОМАГНІТНОЇ АКТИВНОСТЕЙ ЗА ДАНИМИ РАДАРА НЕКОГЕРЕНТНОГО РОЗСІЯННЯ

Предмет і мета роботи: Виявлення хвильових процесів різних часових і просторових масштабів в середньоширотній іоносфері над Східною Європою поблизу характерних геофізичних часових періодів (рівнодень і сонцестоянь) за магнітоспокійних і слабо збурених умов за низької сонячної активності; оцінка та розрахунок характеристик рухомих іоносферних збурень (PI3) на основі аналізу варіації потужності некогерентно розсіяного сигналу, що відповідають збуренням концентрації електронів; аналіз джерел генерації PI3.

Методи і методологія: Виконано обробку часових залежностей потужності некогерентно розсіяного сигналу з подальшою смуговою фільтрацією даних у різних діапазонах періодів переважаючих коливань. Для видалення повільних варіацій сигналу (тренду) і швидких осциляцій, що можуть бути викликані впливом шуму, початкові часові ряди пропускались через цифровий фільтр з широкою смугою пропускання $5 \div 125$ хв з подальшим застосуванням спектрального аналізу для локалізації переважаючих коливань на осях часу та періодів. Потім виділялись три піддіапазони: $15 \div 30$, $30 \div 60$ та $60 \div 120$ хв. Для кожного з піддіапазонів визначалися переважаючі PI3 та оцінювалися їх характеристики. Вертикальні складові фазової швидкості та довжини хвилі збурень знаходилися методом крос-кореляційного аналізу, а їх горизонтальні компоненти оцінювалися з використанням дисперсійного рівняння для акустико-гравітаційних хвиль (АГХ).

Результати: Виявлено великомасштабні та середньомасштабні PI3 на висотах $100 \div 400$ км. Спектральний аналіз показав, що для всіх сезонів найбільшу енергію серед переважаючих квазіперіодичних збурень мали ті, які перебували в інтервалі періодів від 60 до 120 хв. PI3 з періодами $15 \div 120$ хв мали тривалість від 2 до 10 год. Всього зареєстровано 59 PI3, більша частина яких (49 подій), скоріше за все, була проявом АГХ, що поширювалися знизу вгору (їх джерела розташовувалися на більш низьких висотах). Отримано середні значення параметрів великомасштабних збурень у піддіапазонах $30 \div 60$ хв (середній період коливань – 45 хв) і $60 \div 120$ хв (82 хв): максимальна відносна амплітуда варіацій – 0.14 і 0.20 відповідно; вертикальна фазова швидкість – 105 і 56 м/с; горизонтальна фазова швидкість – 495 і 473 м/с; вертикальна довжина хвилі – 285 і 282 км; горизонтальна довжина хвилі – 1358 і 2322 км. Середні значення цих самих параметрів середньомасштабних АГХ/PI3 у піддіапазонах $15 \div 30$ хв (середній період – 22 хв) і $30 \div 60$ хв (41 хв) становили відповідно 0.13 і 0.13; 127 і 64 м/с; 289 і 268 м/с; 166 і 157 км; 403 і 658 км. Продемонстровано, що найбільша кількість PI3 спостерігалася поблизу зимового сонцестояня та осіннього рівнодення.

Висновок: У результаті багаторічного систематичного моніторингу стану іоносфери з використанням харківського радара некогерентного розсіяння визначено характеристики PI3, що спостерігалися в періоди, близькі до рівнодень і сонцестоянь, за низьких рівнів сонячної та геомагнітної активностей. Доведено присутність великомасштабних PI3 навіть під час магнітоспокійних умов. Обговорено найбільш ймовірні джерела виявлених PI3. Отримані результати дозволять уточнити знання про характеристики середньоширотних PI3, а також сприятимуть удосконаленню глобальних і регіональних моделей іоносфери.

Ключові слова: рухомі іоносферні збурення, магнітоспокійні умови, низька сонячна активність, радар некогерентного розсіяння, спектральний і крос-кореляційний аналіз, смугова фільтрація, характеристики хвильових процесів

1. Вступ

Атмосферні та іоносферні неоднорідності як природного, так і штучного походження істотно впливають на поширення радіосигналів у широкому діапазоні частот. Вони нерівномірно розподілені над земною поверхнею і найбільше виражені в авроральній зоні та екваторіальній області. В середніх широтах іоносферні неоднорідності є значно слабкішими. Одним з різновидів атмосферних неоднорідностей є акустико-гравітаційні хвилі (АГХ), що поширюються як у вертикальному, так і горизонтальному напрямку та забезпечують зв'язок динамічних процесів нижньої атмосфери з верхньою та з іоносферою. Важливість дослідження АГХ полягає у тому, що енергія та імпульс, які вивільняються під час дисипації АГХ у нижній термосфері, є порівняними з тими, що мають процеси іонного захоплення (ion drag) та джоулевого нагрівання (див., наприклад, огляд [1] і посилання в ньому). Проявом поширення АГХ на іоносферних висотах є рухомі іоносферні збурення (РІЗ). РІЗ постійно присутні в іоносфері Землі, але їх параметри залежать від багатьох факторів. Важливо, що РІЗ можуть генеруватися як природними, так і штучними високоенергійними джерелами [2–4].

Протягом багатьох років дослідники займаються вивченням хвильових процесів в атмосфері Землі. Велика кількість статей та монографій присвячена дослідженню та побудові моделей генерації та поширення таких структур (див., наприклад, [5, 6]). Зокрема, встановлено, що АГХ і РІЗ генеруються наступними джерелами: стартами ракет, потужними вибухами, хімічними викидами, сонячними затемненнями, землетрусами, виверженнями вулканів, ураганами, сонячними спалахами, магнітними бурями, струменевими течіями. Регулярним джерелом збурень в атмосфері та іоносфері є сонячний термінатор (СТ), що генерує та/або підсилює хвильові процеси на висотах іоносфери під час переходу атмосфери з нічного в денний стан і навпаки.

Розрізняють середньомасштабні (СМ) і великомасштабні (ВМ) іоносферні збурення. СМ і ВМ РІЗ мають відповідно наступні значення параметрів: горизонтальна довжина хвилі Λ_h складає $100 \div 1000$ і понад 1000 км, період T дорівнює $0.25 \div 1$ і $0.5 \div 3$ год, горизонтальна фазова швидкість V_h лежить в діапазонах $100 \div 250$ і $400 \div 1000$ м/с [2, 3]. Експериментально підтвер-

джено, що ВМ РІЗ часто генеруються в авроральній зоні, а їх інтенсивність залежить від умов геомагнітної активності [7, 8]. В той же час СМ РІЗ реєструються майже постійно, що вказує на їх зв'язок з метеорологічними процесами, варіаціями швидкості і напрямку руху вітру, тиску та температури. Хоча й вважається, що природа походження СМ і ВМ РІЗ є різною, аналіз низки експериментальних даних демонструє відгук/генерацію обох типів збурень під час високоенергійних процесів [9].

Моніторинг та діагностика стану іоносфери та збурень в ній здійснюються за даними глобальних навігаційних супутникових систем (ГНСС) [10, 11], іонозондів [12, 13], оптичних інструментів [14], радарів когерентного [15] і некогерентного розсіяння (НР) [16, 17], а також шляхом об'єднання взаємодоповнюючих методів [18]. Систематичні детальні дослідження параметрів АГХ та РІЗ проводяться з метою виявлення джерел їх генерації, аналізу поширення та загасання, а також створення моделей задля ефективного прогнозування цих збурень за різних станів навколишнього середовища. Одним з найбільш інформативних і пристосованих для виконання цих задач є метод НР. Світова мережа нараховує лише 9 наразі діючих інструментів такого типу. Застосування радарів НР дозволяє отримувати цілу низку іоносферних параметрів: концентрацію електронів, температуру іонів та електронів, іонний склад, швидкість руху плазми.

Незважаючи на багаторічні дослідження АГХ і РІЗ, існує ціла низка відкритих питань, що стосуються ідентифікації джерел хвильових процесів, ефективності їх генерації та поширення на досить великі відстані (понад $1 \div 2$ тис. км) під час різноманітних вивільнень енергії, внеску у загальний енергетичний баланс на різних висотах та багато інших. Для успішного їх вирішення необхідно виконувати систематичні вимірювання в якомога більшій кількості регіонів земної кулі та спільний аналіз отриманих результатів. Наразі накопичено відносно невеликий обсяг експериментальних даних про характеристики РІЗ у середніх широтах Східної Європи. Це пов'язано з малою кількістю та епізодичністю функціонування наземних радіофізичних комплексів у цьому регіоні і відсутністю густих мереж приймачів ГНСС над ним.

Ще однією причиною неповноти знань про РІЗ є багаточисельність джерел їх утворення, що мо-

жуть діяти разом і призводити як до підсилення, так і послаблення (аж до повного зникнення) збурень за рахунок інтерференції. Зокрема, під час геомагнітних збурень та бур відбувається ефективна генерація АГХ і РІЗ у високих широтах [7], в той час як висока сонячна активність сприяє проникненню АГХ, згенерованих у нижній атмосфері, на більші іоносферні висоти [19]. Тому ефективним підходом є аналіз та інтерпретація експериментальних даних, отриманих за близьких умов, коли деякі потенційні джерела генерації та канали поширення відсутні, або їх роль зведена до мінімуму.

Метою цієї роботи є виявлення та оцінка параметрів РІЗ, що спостерігались за допомогою харківського радару НР у часові періоди, близькі до рівнодень та сонцестоянь, під час низької сонячної активності за умови спокійного або слабо збуреного магнітного поля, а також аналіз можливих джерел генерації виявлених хвильових процесів.

2. Стан космічної погоди

Для аналізу було обрано дані вимірювань тривалістю 50 ÷ 54 год (близько двох діб) поблизу осіннього та весняного рівнодень і літнього та зимового сонцестоянь впродовж 2006–2018 рр. Значення основних індексів, що характеризують сонячну активність та варіації магнітного поля Землі, отримані у дні, протягом яких були неперервні добові вимірювання, представлені у табл. 1. Дані взято з бази даних Центру прогнозування космічної погоди, м. Боулдер, США, <ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/old_indices/>. Високоширотні індекси, наведені у таблиці, отримано у геофізичній обсерваторії “College” (географічні координати: 64.9° пн. ш., 212.0° сх. д.). З таблиці видно, що значення індексу сонячної активності $F_{10.7} \leq 85$ с. о. п.,

що вказує на низьку сонячну активність. Зважаючи на те, що значення геомагнітних індексів, високоширотного K -індексу і планетарного K_p -індексу, не перевищували 3, а середньодобові значення $A \leq 6$, $A_p \leq 6$, можемо констатувати, що дослідження було виконано в магнітоспокійних або слабо збурених умовах. Урахування значень високоширотних індексів у відборі даних вимірювань для подальшого аналізу обумовлено тим, що іноді планетарні індекси некоректно відображають підвищення геомагнітної активності (яке може призвести до генерації та поширення АГХ і РІЗ) саме у високих широтах, оскільки вони розраховуються як середні значення індексів A і K , визначених на 13 геофізичних обсерваторіях, що розташовані між 44° північної і 60° південної геомагнітних широт.

3. Опис радару, методів обробки даних і методики відбору РІЗ

Дослідження виконувались з використанням даних, отриманих харківським радаром НР (49.6° пн. ш., 36.3° сх. д.). Він функціонує на частоті 158 МГц та має зенітну дводзеркальну параболічну антену діаметром 100 м для випромінювання зондуючого радіоімпульса і прийому НР сигналу. За допомогою такого радіолокатора вдається одержати інформацію про вертикальну структуру іоносфери та її динаміку в діапазоні висот 100 ÷ 1000 км [20].

Часові залежності прийнятого сигналу є суміш корисного сигналу та зовнішніх і внутрішніх шумів і завад. Це викликає спотворення сигналу та може призвести до виявлення хибних хвильових процесів. Тому спочатку необхідно було виконати фільтрацію завад (когерентних відбиттів) та видалення шумової складової з часових залежностей потужності прийнятого сигналу. Далі було визначено тренд

Таблиця 1. Значення індексу сонячної активності ($F_{10.7}$), а також планетарних (A_p , K_p) і високоширотних (A , K) індексів геомагнітної активності у дати добових вимірювань

Дата	$F_{10.7}$, с. о. п.	A_p	K_p	A	K
17.12.2008	69	5	2 2 1 0 1 2 1 1	6	1 1 2 1 3 3 0 0
14.12.2009	79	4	0 3 2 2 0 1 0 0	4	0 2 2 3 0 0 0 0
30.03.2006	84	4	1 1 0 0 1 2 2 2	2	2 0 0 0 0 0 2 1
24.03.2010	84	3	0 0 0 0 2 2 0 2	4	0 0 0 0 3 3 0 0
23.06.2010	74	4	1 1 1 1 1 1 2 1	3	1 1 1 2 2 1 0 0
21.06.2018	82	3	1 1 1 1 1 0 1 0	2	1 1 1 1 0 0 1 0
24.09.2016	85	5	1 0 1 1 1 1 2 2	2	1 0 0 1 0 0 1 1
19.09.2018	71	4	1 3 2 1 0 1 0 0	4	1 3 2 0 0 0 0 0

на інтервалі 180 хв з кроком 1 хв шляхом апроксимації часових рядів потужності НР сигналу P методом найменших квадратів поліномом третього порядку. Після видалення тренду та нормування на нього відносні зміни потужності НР сигналу δP піддавалися смуговій фільтрації в діапазоні періодів $5 \div 125$ хв і спектральному аналізу з метою виявлення переважаючих коливань. Нижня межа інтервалу приблизно відповідала найменшому значенню періоду Брента–Вяйсяля. Спектральний аналіз виконувався на основі адаптивного перетворення Фур'є [21]. Потім застосовувалася смугова фільтрація в інтервалах періодів $15 \div 30$, $30 \div 60$ і $60 \div 120$ хв для оцінки характеристик РІЗ, що попадають у ці піддіапазони. Для зменшення ефекту неповного видалення довгоперіодних коливань перед виконанням смугової фільтрації у перших двох інтервалах початкові часові залежності P наново піддавалися процедурі видалення та нормування на тренд, що визначався на інтервалах 45 і 90 хв відповідно. Окремі етапи обробки експериментальних даних більш детально описано в роботах [22, 23].

Для визначення параметрів вертикального поширення РІЗ (вертикальних фазової швидкості V_z та довжини хвилі Λ_z) використовувався кросс-кореляційний аналіз. При цьому значення V_z визначалися шляхом апроксимації часових затримок або випереджень коливань на низці висот відносно коливання на заданій висоті (200 км). Значення горизонтальної фазової швидкості V_h оцінювалися з використанням дисперсійного рівняння для АГХ, що не враховує пружність середовища [5]:

$$\omega_l = \frac{k_h \omega_g}{\sqrt{k_z^2 + k_h^2 + 1/(4H^2)}}, \quad (1)$$

де $\omega_l = \omega - k_h U_h = 2\pi/T_l$ і T_l – відповідно циклічна частота та період коливань у системі координат, що рухається разом з вітром, $\omega = 2\pi/T$ – циклічна частота коливань, що спостерігаються НР радаром, U_h – проекція горизонтальної швидкості вітру на горизонтальний хвильовий вектор; $k_h = 2\pi/\Lambda_h$ – горизонтальне хвильове число, $\Lambda_h = V_h T_l$ – горизонтальна довжина хвилі; ω_g – циклічна частота Брента–Вяйсяля; $k_z = 2\pi/\Lambda_z$ – вертикальне хвильове число, $\Lambda_z = V_z T_l$; H – зведена висота атмосфери. Значення ω_g і H в (1) оцінювалися на основі даних моделі NRLMSISE-00 <<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/>

<nrlmsise00.php>. Для приблизної оцінки $V_h = \omega/k_h$ ми вважали, що вітер був відсутнім ($U_h = 0$). Тоді $\omega = \omega_l$ і горизонтальна фазова швидкість визначалася за спрощеним виразом:

$$V_h = \sqrt{\frac{\omega_g^2 - \omega^2}{k_z^2 + 1/(4H^2)}}. \quad (2)$$

На підставі теоретичних та експериментальних відомостей про хвильові процеси нами було сформульовано низку правил відбору переважаючих РІЗ. Квазіперіодичні варіації потужності НР сигналу повинні мати тривалість не менше двох періодів та висотну протяжність не менше 40 км; максимальні значення відносних амплітуд коливань δP_{\max} повинні бути не менше 0.05 (тобто 5 %). Як показано в роботах [24, 25], варіації δP майже повністю відповідають відносним варіаціям концентрації електронів на заданій висоті.

4. Результати застосування спектрального аналізу

З використанням розроблених алгоритмів обробки даних харківського радара НР пошук та оцінка параметрів РІЗ виконувалися у висотному діапазоні 100 ÷ 400 км. Для виявлення переважаючих РІЗ здійснювався спектральний аналіз часових варіацій потужності НР сигналу в межах вказаного інтервалу висот з кроком 25 км. Встановлено, що максимальні значення спектральної густини потужності НР сигналу δS_p мали місце у діапазоні висот 180 ÷ 250 км. Наявність локалізованих у часовій та періодній областях збільшень значень δS_p на низці висот інтерпретувалася як можливий прояв РІЗ.

На рис. 1 представлено приклади результатів спектрального аналізу для фіксованої висоти. (Як було відзначено раніше, неперервні спостереження часто перевищували 24 год, тобто тривали цілу добу і частину попередньої. Далі в тексті, на рисунках і в таблицях будуть наводитися лише дані добових вимірювань, що вказані в табл. 1.) З рис. 1 видно, що у всі сезони найбільшу енергію мали коливання, що знаходилися в діапазоні періодів 60 ÷ 120 хв. Поблизу зимового сонцестояння 17.12.2008 р. і 14.12.2009 р. ці коливання спостерігалися відповідно в інтервалах часу 22:00–01:00, 16:00–20:00 UT і 00:00–04:00, 13:00–17:00 UT (тут і надалі, якщо перше значення часу більше за друге, то воно відноситься до попередньої доби). Публі-

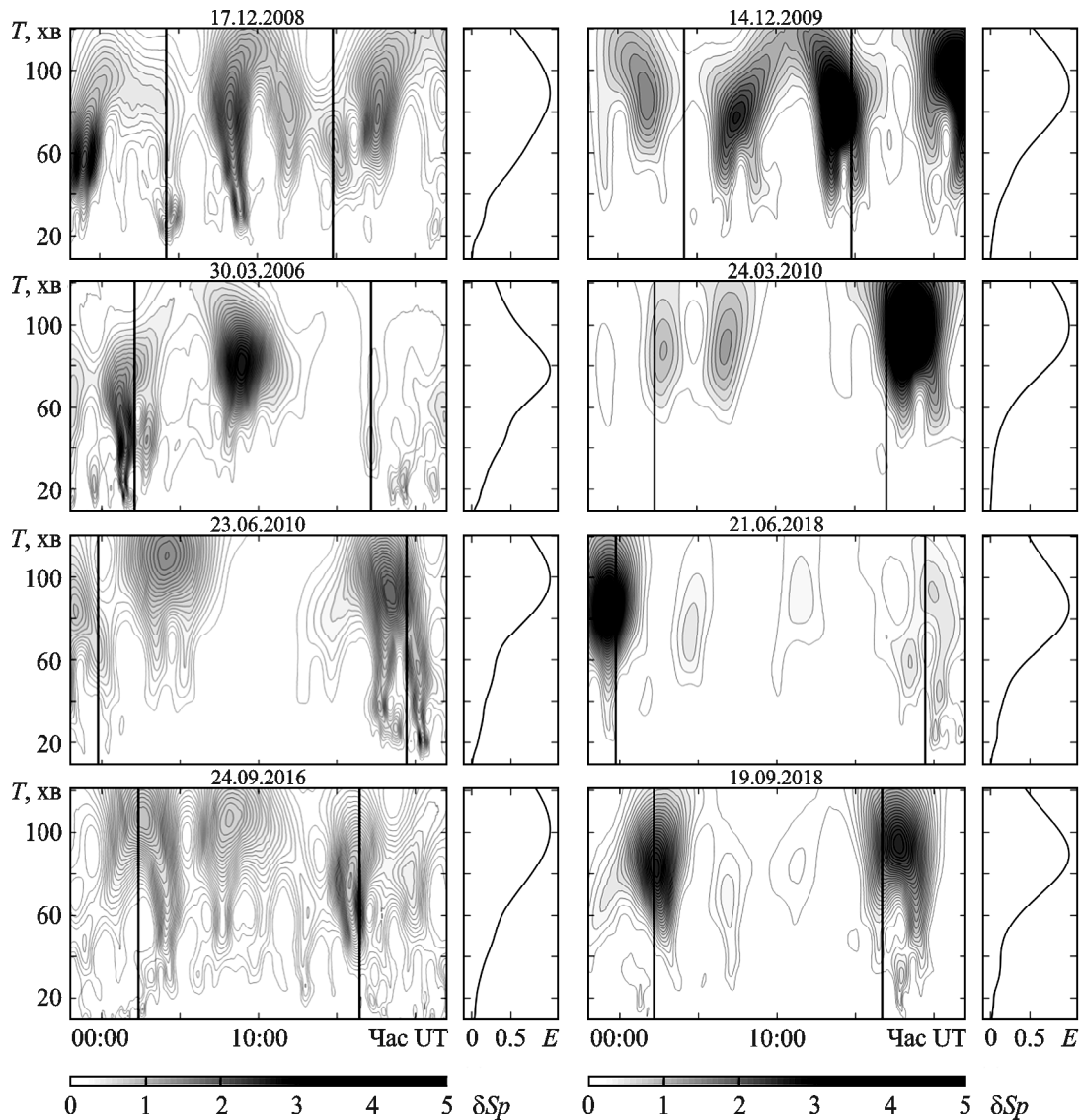


Рис. 1. Періодограми (δS_p) і енергограми (E) відносних варіацій потужності НР сигналу на висоті 200 км. Суцільною лінією зображено час проходження СТ на висоті 100 км

зу весняного рівнодення 30.03.2006 р. вони мали місце впродовж 00:00–04:00 UT, а 24.03.2010 р. – впродовж 16:00–20:00 UT. Поблизу літнього сонцестояння 23.06.2010 р. інтервали існування таких коливань були 22:00–01:00 і 16:00–20:00 UT, а 21.06.2018 р. – 22:00–02:00 і 17:00–22:00 UT. Поблизу осіннього рівнодення 24.09.2016 р. квазіперіодичні варіації реєструвались в інтервалах часу 23:00–05:00, 15:00–17:00 UT і 19.09.2018 р. – 01:00–04:00, 16:00–20:00 UT. Періоди цих варіацій для зазначених вище інтервалів часу лежали відповідно в наступних діапазонах: 60 ÷ 80 і 80 ÷ 100 хв; 60 ÷ 90 хв; 80 ÷ 90 хв; 75 ÷ 110 і

80 ÷ 90 хв. Перелічені вище збурення спостерігалися у ранкові та вечірні часи як перед, так і після проходження локального СТ (див. рис. 1). Варто відзначити, що коливання з більшою інтенсивністю частіше спостерігалися у вечірні часи. Було також зафіксовано квазіперіодичні варіації, що мали місце вдень, а саме у наступні інтервали часу: 07:00–13:00 UT 17.12.2008 р. ($T = 80$ хв); 06:00–10:00 UT 14.12.2009 р. ($T = 80$ хв); 07:00–12:00 UT 30.03.2006 р. ($T = 80$ хв) та 06:00–08:00 UT 24.03.2010 р. ($T = 85$ хв); 02:00–06:00 UT 23.06.2010 р. ($T = 110$ хв); близько 04:00 і 11:00 UT 21.06.2018 р.

($T = 70$ і 90 хв відповідно); 06:00–10:00 UT 24.09.2016 р. ($T = 110$ хв); близько 07:00 і 11:00 UT 19.09.2018 р. ($T = 65$ і 80 хв відповідно). Збурення, що спостерігалися у перелічені інтервали часу, можуть бути не пов'язані з проходженням СТ.

5. Оцінка параметрів РІЗ

На рис. 2 і рис. 3 представлено квазіперіодичні варіації потужності НР сигналу після застосування смугової фільтрації у трьох діапазонах періодів. При цьому у піддіапазон $60 \div 120$ хв попадають лише ВМ РІЗ, значення періодів $30 \div 60$ хв притаманні обом типам збурень, інтервал періодів $15 \div 30$ хв є характерним для СМ РІЗ. Для порівняльного аналізу енергетичних характеристик процесів усі панелі на рисунках мають однакові масштаби за віссю ординат. Треба звернути увагу на те, що на цих рисунках показано час проходження СТ на висоті 200 км, а не 100 км, як на рис. 1. Вибір різних висот для відображення моменту проходження локальних СТ буде пояснюватися в наступному розділі.

Ми також розрахували та проаналізували параметри окремих РІЗ (всього – 59 подій). Значення оцінених параметрів для кожного сезону наведено у табл. 2, 3, 4 та 5. В таблицях вказано інтервали часу та діапазони висот, на яких спостерігались хвильові процеси, висота h_{\max} , на якій відносна амплітуда коливань досягає максимальних значень δP_{\max} , величини T , V_z , V_h , Λ_z і Λ_h . Далі більш детально розглянемо поведінку хвильових процесів, що спостерігалися у різних піддіапазонах періодів.

5.1. РІЗ з періодами $60 \div 120$ хв

Результати спектрального аналізу та смугової фільтрації вказують на наявність квазіперіодичних варіацій з періодами $60 \div 120$ хв в усі сезони. Виявлено наступні особливості таких збурень. Вони спостерігалися протягом усієї доби у зимовий період, а також 24.09.2016 р. В усі інші сезони такі ВМ РІЗ мали місце лише поблизу часу проходження ранкового та вечірнього СТ. Тривалість

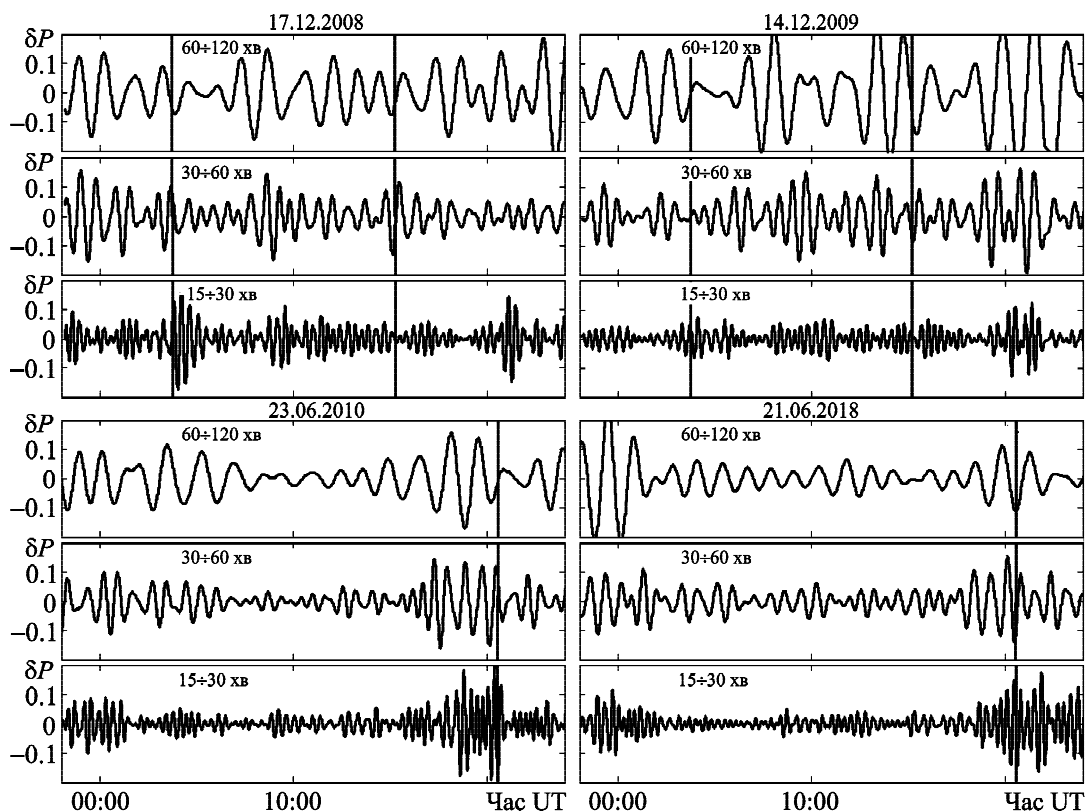


Рис. 2. Часові варіації відносних флуктуацій потужності НР сигналу δP поблизу зимового та літнього сонцестоянь в діапазонах періодів $60 \div 120$, $30 \div 60$ та $15 \div 30$ хв на висоті 200 км. Суцільними лініями зображено час проходження ранкового та вечірнього СТ на цій висоті

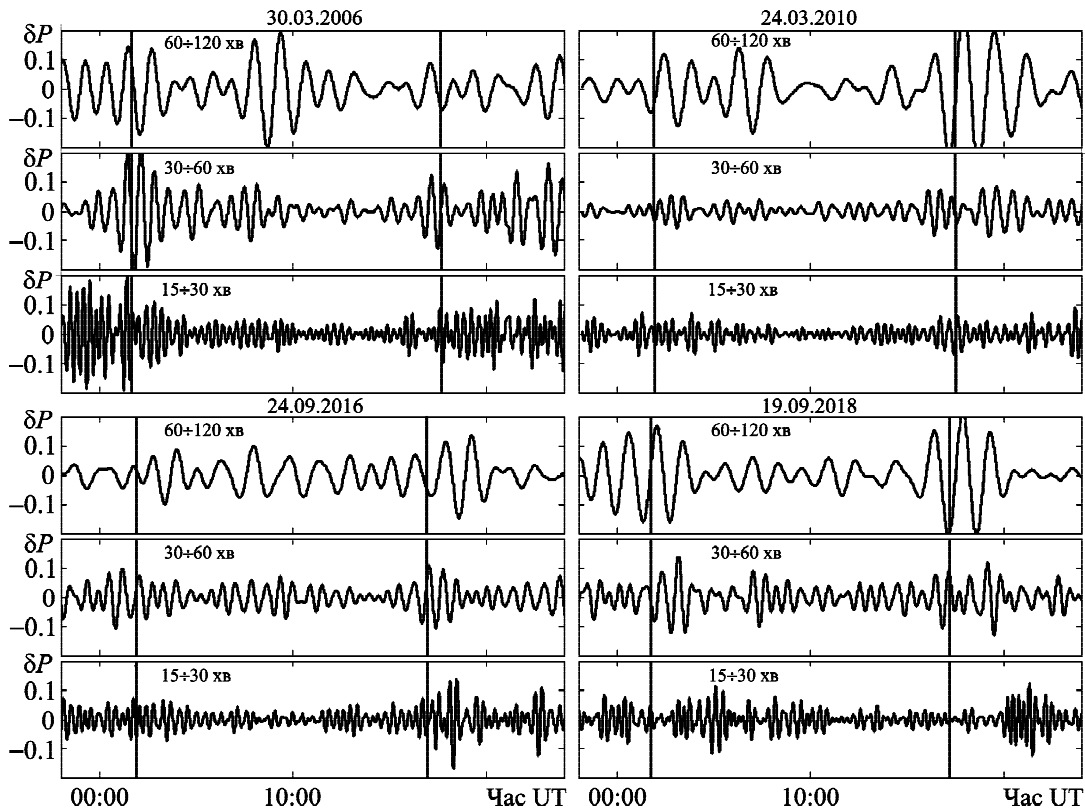


Рис. 3. Часові варіації відносних флуктуацій потужності НР сигналу δP поблизу весняного та осіннього рівнодень в діапазонах періодів $60 \div 120$, $30 \div 60$ та $15 \div 30$ хв на висоті 200 км. Суцільними лініями зображено час проходження ранкового та вечірнього СТ на цій висоті

окремих хвильових процесів становила від 3 до 9 год. Відносні амплітуди РІЗ в цьому діапазоні періодів мали більші значення, ніж амплітуди збурень в інших розглянутих діапазонах. Максимальні значення δP_{\max} під час зимового сонцестояння змінювалися від 0.14 до 0.3, під час літнього сонцестояння – від 0.07 до 0.3, під час весняного рівнодення – від 0.16 до 0.27 і під час осіннього рівнодення – від 0.09 до 0.24. Основні періоди РІЗ звичайно дорівнювали $70 \div 94$ хв. Хвильові процеси спостерігались у наступних діапазонах висот: $150 \div 260$ км взимку, $170 \div 280$ км навесні, $180 \div 280$ км влітку та $170 \div 300$ км восени.

5.2. РІЗ з періодами $30 \div 60$ хв

Коливання у діапазоні періодів $30 \div 60$ хв також були зареєстровані в усі сезони. Розглянемо характеристики цих збурень. Такі РІЗ теж спостерігались протягом усієї доби поблизу зимових сонцестоянь і осінніх рівнодень. В інші сезони вони мали місце поблизу часу проходження терміна-

торів. Тривалість окремих збурень складала від 2 до 11 год, $\delta P_{\max} = 0.07 \div 0.23$, $T = 36 \div 51$ хв. РІЗ спостерігались у діапазоні висот $160 \div 260$ км.

5.3. РІЗ з періодами $15 \div 30$ хв

РІЗ з періодами $15 \div 30$ хв виявлялися протягом усіх спостережень, крім спостережень 30.03.2006 р. Вони були присутні впродовж усієї доби в дні, близькі до зимових сонцестоянь, і 24.09.2016 р., тоді як в інші періоди мали місце лише поблизу часу проходження вечірнього СТ, а 19.09.2018 р. тривалість окремих коливань була від 2 до 5 год, $\delta P_{\max} = 0.07 \div 0.23$, $T = 19 \div 25$ хв, діапазон висот – $150 \div 250$ км. Взимку характеристики деяких РІЗ, що спостерігались у сусідні проміжки часу, були достатньо близькими, наприклад впродовж 02:00–07:00 UT і 07:00–12:00 UT 14.12.2009 р., а також 03:00–06:00 UT і 08:00–10:00 UT 17.12.2009 р. (див. табл. 2). Це може свідчити про існування єдиного хвильового процесу протягом тривалого часу (близько $7 \div 8$ год), відносна амплітуда якого зазнає значних часових

Таблиця 2. Параметри РІЗ у дні, близькі до зимового сонцестояння

Дата	Час UT	Діапазон висот, км	T , хв	h_{\max} , км	δP_{\max}	V_z , м/с	V_h , м/с	Λ_z , км	Λ_h , км	Напрямок V_z	
14.12.2009	22:00–04:00	147 ÷ 260	86	216	0.14	66	594	340	3067	↓	
	06:00–10:00	152 ÷ 257	78	198	0.22	26	207	120	968	↓	
	11:00–17:00	160 ÷ 248	80	198	0.27	44	358	211	1720	↓	
	19:00–24:00	175 ÷ 240	89	198	0.31	105	986	563	5269	↓	
	04:00–08:00	161 ÷ 234	39	179	0.14	33	176	98	519	↓	
	08:00–11:00	161 ÷ 248	42	207	0.15	76	324	191	816	↓	
	11:00–15:00	161 ÷ 248	44	180	0.18	36	167	96	441	↓	
	18:00–20:00	184 ÷ 248	39	212	0.17	72	289	168	676	↓	
	20:00–22:00	170 ÷ 248	43	193	0.2	93	423	240	1093	↓	
	02:00–07:00	161 ÷ 207	21	184	0.15	165	370	207	465	↓	
	07:00–12:00	161 ÷ 207	22	179	0.09	146	341	193	451	↓	
	19:00–22:00	180 ÷ 221	22	193	0.15	369	859	488	1135	↑	
17.12.2008	22:00–05:00	175 ÷ 248	78	221	0.21	110	907	514	4246	↓	
	06:00–15:00	175 ÷ 248	76	216	0.16	38	297	300	1356	↓	
	15:00–22:00	166 ÷ 234	82	189	0.15	36	325	181	1600	↓	
		22:00–03:00	188 ÷ 234	45	221	0.17	654	3121	1767	8427	↑
	07:00–12:00	161 ÷ 253	39	202	0.15	65	260	151	608	↓	
	14:00–18:00	161 ÷ 266	46	184	0.17	40	201	111	556	↓	
	03:00–06:00	161 ÷ 243	24	193	0.23	120	315	173	454	↓	
	08:00–10:00	175 ÷ 239	23	202	0.11	93	225	130	309	↓	
	15:00–18:00	175 ÷ 216	20	188	0.11	193	417	232	501	↓	
		20:00–22:00	198 ÷ 248	24	216	0.18	270	668	388	960	↑

Примітка. Тут і надалі стрілками позначено напрямок вертикальної фазової швидкості (вниз і вгору), жирним шрифтом наведено значення параметрів РІЗ, що не можуть бути викликані поширенням АГХ.

Таблиця 3. Параметри хвильових процесів у дні, близькі до весняного рівнодення

Дата	Час UT	Діапазон висот, км	T , хв	h_{\max} , км	δP_{\max}	V_z , м/с	V_h , м/с	Λ_z , км	Λ_h , км	Напрямок V_z
24.03.2010	01:00–09:00	166 ÷ 248	84	198	0.16	75	656	382	3308	↓
	16:00–22:00	175 ÷ 248	92	207	0.27	24	229	135	1256	↓
	01:00–07:00	161 ÷ 200	36	179	0.08	78	302	170	654	↓
	15:00–18:00	156 ÷ 253	37	202	0.07	97	364	217	808	↓
	16:00–19:00	170 ÷ 248	22	216	0.11	170	372	224	492	↓
30.03.2006	22:00–04:00	170 ÷ 276	70	221	0.22	86	613	362	2580	↓
	07:00–14:00	170 ÷ 276	78	202	0.2	37	307	177	1439	↓
		00:00–04:00	170 ÷ 220	49	207	0.23	225	1142	662	3356
	04:00–10:00	170 ÷ 257	40	188	0.12	46	190	111	458	↓

варіацій, можливо, через модуляцію коливаннями з більшими періодами або вплив змін у середовищі поширення.

5.4. Коливання, не асоційовані з переважаючими РІЗ

Деякі квазіперіодичні варіації, що відображені на рис. 2 та 3, не підпали під зазначені вище критерії

відбору РІЗ. До них належать коливання, що мали місце 23.06.2010 р. з 22:00 до 02:00 UT (інтервал періодів 15 ÷ 30 хв); 21.06.2018 р. з 22:00 до 07:00 UT (30 ÷ 60 хв); 24.03.2010 р. з 22:00 до 05:00 UT (15 ÷ 30 хв); 30.03.2006 р. з 15:00 до 22:00 UT (30 ÷ 60 хв); 19.09.2018 р. з 21:00 до 04:00 UT та з 17:00 до 22:00 UT (15 ÷ 30 хв), з 20:00 до 22:00 UT (15 ÷ 30 хв). Такі варіації часто були

Таблиця 4. Параметри РІЗ у дні, близькі до літнього сонцестояння

Дата	Час UT	Діапазон висот, км	T , хв	h_{\max} , км	δP_{\max}	V_z , м/с	V_h , м/с	Λ_z , км	Λ_h , км	Напрямок V_z
23.06.2010	23:00–06:00	207 ÷ 280	80	248	0.14	68	547	328	2628	↓
	15:00–21:00	188 ÷ 262	87	216	0.16	380	3441	1984	17960	↑
	03:00–07:00	170 ÷ 234	49	207	0.08	110	560	324	1648	↓
	17:00–21:00	179 ÷ 271	39	216	0.17	143	590	334	1382	↓
	18:00–21:00	179 ÷ 248	21	207	0.22	165	370	208	467	↓
21.06.2018	22:00–02:00	188 ÷ 271	77	225	0.29	93	760	432	3511	↓
	10:00–14:00	179 ÷ 262	78	198	0.07	41	325	192	1522	↓
	19:00–22:00	198 ÷ 257	88	207	0.11	379	3451	2003	18220	↓
	17:00–22:00	207 ÷ 248	40	221	0.11	84	355	203	829	↓
	22:00–00:00	175 ÷ 216	25	207	0.11	574	1535	861	2302	↓
	18:00–23:00	175 ÷ 234	22	207	0.17	136	309	179	408	↓

Таблиця 5. Параметри РІЗ у дні, близькі до осіннього рівнодення

Дата	Час UT	Діапазон висот, км	T , хв	h_{\max} , км	δP_{\max}	V_z , м/с	V_h , м/с	Λ_z , км	Λ_h , км	Напрямок V_z
24.09.2016	02:00–05:00	170 ÷ 271	84	230	0.12	175	1472	885	7417	↑
	05:00–14:00	170 ÷ 271	94	202	0.09	30	278	170	1573	↓
	15:00–22:00	198 ÷ 303	86	234	0.24	42	352	216	1818	↓
	00:00–03:00	221 ÷ 262	38	234	0.17	104	379	238	866	↓
	03:00–14:00	166 ÷ 280	41	188	0.08	57	236	142	583	↓
	15:00–19:00	188 ÷ 257	51	225	0.15	107	538	328	1648	↓
	22:00–02:00	198 ÷ 248	22	225	0.13	170	376	225	497	↓
	02:00–05:00	170 ÷ 225	22	198	0.08	72	165	95	217	↓
	11:00–14:00	175 ÷ 234	22	198	0.07	70	153	93	202	↓
	16:00–20:00	184 ÷ 243	23	207	0.15	66	152	91	210	↓
19.09.2018	22:00–04:00	175 ÷ 280	86	225	0.26	171	1507	883	7775	↑
	15:00–20:00	188 ÷ 253	86	207	0.21	36	312	185	1608	↓
	02:00–04:00	188 ÷ 248	46	193	0.12	73	368	203	1017	↓
	06:00–12:00	170 ÷ 248	40	193	0.11	53	213	127	513	↓
	16:00–20:00	179 ÷ 239	50	198	0.14	58	297	175	891	↓
	03:00–05:00	147 ÷ 211	19	170	0.13	3431	7381	3911	8414	↓
09:00–11:00	170 ÷ 216	24	198	0.09	80	192	115	276	↓	

присутні лише на одній висоті або мали відносну амплітуду меншу за 0.05. Частина відбракованих подій може бути пов'язана з випадковою природою НР сигналу або з неповністю відфільтрованими відбиттями чи імпульсними завадами.

6. Обговорення

В роботі розглянуто переважаючі РІЗ ($\delta P_{\max} \geq 0.05$), що дають значний вклад в енергетичний баланс верхньої атмосфери та іоносфери. Обговоримо деякі особливості виявлених хвильових процесів.

6.1. Статистичні характеристики параметрів АГХ/РІЗ

Оцінки, наведені в табл. 2–5, показали, що в більшості випадків припущення про те, що РІЗ викликані проходженням АГХ (так звані АГХ/РІЗ), скоріше за все, є вірним, оскільки розраховані параметри збурень добре узгоджувалися з теоретично та експериментально отриманими відомостями про АГХ, що спостерігаються на іоносферних висотах. Зокрема, були оцінені значення V_h – одного з найважливіших критеріїв наявності АГХ, що для хвиль у нейтральній атмосфері не можуть

перевищувати швидкість звуку V_s . Значення V_s суттєво залежить від висоти: у нижній і середній атмосфері $V_s = 250 \div 300$ м/с, в той час як на термосферних висотах воно може сягати $650 \div 900$ м/с. З урахуванням можливого впливу швидкості горизонтальних вітрів на оцінені швидкості V_h ми приймали за АГХ/РІЗ збурення, для яких $V_h < 1000$ м/с (показані в табл. 2–5 звичайним шрифтом). Виявилось, що всі АГХ/РІЗ мали вертикальну фазову швидкість, спрямовану зверху вниз. Це вказує на джерела АГХ, розташовані нижче досліджуваної області висот, і добре погоджується з відомими результатами теоретичних та експериментальних досліджень (див., наприклад, [3]).

У табл. 6 наведено розподіл АГХ/РІЗ за піддіапазонами, а також статистичні характеристики їх параметрів. З таблиці видно, що кількість зареєстрованих ВМ РІЗ є досить великою (22 події) і лише на 5 збурень менша за кількість СМ РІЗ (27 подій). Отримані результати не підтверджують висновки про те, що ВМ РІЗ спостерігаються переважно під час підвищеної магнітної активності [7]. Процеси, що призвели до генерації ВМ і СМ РІЗ потребують більш детального обговорення. Слід, однак, відзначити, що ми не маємо цілковитої впевненості в тому, що всі представлені в табл. 6 РІЗ є проявами АГХ, оскільки відсутні одночасні вимірювання варіацій параметрів нейтральної атмосфери на досліджуваних висотах над Східною Європою.

6.2. Потенційні джерела генерації АГХ/РІЗ

Розглянемо низку високоенергійних процесів, що могли викликати АГХ/РІЗ, виявлені під час нашого дослідження.

6.2.1. Сонячний термінатор. СТ є регулярним джерелом збурень у атмосфері та іоносфері в широкому діапазоні періодів і просторових мас-

штабів (див., наприклад, [26]). Ми вважаємо, що як ранковий, так і вечірній СТ були причиною більшості АГХ/РІЗ, оскільки іоносферні збурення часто спостерігалися поблизу часу їх проходження, а в зимовий період існували впродовж всієї світлої частини доби (див. рис. 1–3). Відомо, що існує принаймні дві області висот, де утворюються градієнти температури, тиску та концентрації нейтральних і заряджених частинок під час переходу від нічних до денних умов і навпаки і можуть генеруватися хвилі [27]. Перша область охоплює стратосферу та мезосферу ($20 \div 90$ км), де під час проходження СТ виникають значні температурні градієнти через нагрівання/охолодження озону та молекулярного кисню. Друга область розташована на висотах $150 \div 200$ км, між іоносферними шарами F1 і F2, де мають місце різкі градієнти концентрації електронів та іонів під час зміни інтенсивності сонячного випромінювання, оскільки в шарі F1 швидкість фотохімічних реакцій є більшою ніж в шарі F2. Важливо, що перша область може генерувати лише СМ АГХ, в той час як друга – обидва типи хвиль. На рис. 1 ми позначили час проходження СТ на висоті 100 км, що є висотою турбопаузи та розташована трішки вище першої області генерації збурень. В той же час на рис. 2 і 3 час проходження СТ показаний на висоті 200 км, що є верхньою границею другої області. З рис. 1–3 видно, що РІЗ спостерігалися як з запізненням, так і з випередженням відносно моментів проходження локальних СТ. Це може свідчити про те, що крім локальних джерел збурень, про які часто згадується в літературі (див., наприклад, [27]), спостерігалися РІЗ, згенеровані раніше, під час проходження СТ над іншими регіонами. Зокрема, ВМ РІЗ мали середні значення $V_h = 473$ і 495 м/с (див. табл. 6) і часто могли випереджати швидкість руху СТ у середніх широтах (близько 300 м/с).

Таблиця 6. Статистичні характеристики (середнє значення \pm середньоквадратичне відхилення) параметрів РІЗ, викликаних АГХ

Піддіапазон періодів, хв	Тип АГХ/РІЗ (кількість)	$\bar{T} \pm \Delta_T$, хв	$\overline{\delta P_{\max}} \pm \Delta_{\delta P_{\max}}$	$\bar{V}_z \pm \Delta_{V_z}$, м/с	$\bar{V}_h \pm \Delta_{V_h}$, м/с	$\bar{\Lambda}_z \pm \Delta_{\Lambda_z}$, км	$\bar{\Lambda}_h \pm \Delta_{\Lambda_h}$, км
60 \div 120	ВМ (17)	82 \pm 6	0.20 \pm 0.07	56 \pm 27	473 \pm 234	282 \pm 129	2322 \pm 1164
30 \div 60	ВМ (5)	45 \pm 4	0.14 \pm 0.04	105 \pm 23	495 \pm 85	285 \pm 53	1358 \pm 266
	СМ (14)	41 \pm 4	0.13 \pm 0.04	64 \pm 21	268 \pm 69	157 \pm 43	658 \pm 151
15 \div 30	СМ (13)	22 \pm 1	0.13 \pm 0.05	127 \pm 43	289 \pm 93	166 \pm 52	403 \pm 127

Виходячи з отриманих результатів (див. табл. 2–5) можна відзначити, що існує певна схожість між параметрами деяких РІЗ для обох інтервалів спостереження у конкретний сезон. Наприклад восени, 24.09.2016 р. від 15:00 до 22:00 UT зареєстровано збурення з періодом $T = 86$ хв, параметри якого практично співпадають з параметрами РІЗ, що існувало 19.09.2018 р. з 15:00 до 20:00 UT і мало той самий період. Вартими уваги є також процеси, що спостерігалися під час літніх сонцестоянь 23 червня 2016 р. з 15:00 до 21:00 UT та 21 червня 2018 р. з 19:00 до 22:00 UT, оскільки їх параметри були дуже близькими. В зимовий період схожі хвильові процеси існували під час проходження ранкового СТ (дані спостережень з 22:00 до 05:00 UT), хоча значення всіх оцінених параметрів РІЗ, що спостерігалось 17.12.2008 р., крім періоду коливань, перевищували значення параметрів збурення, що існувало 14.12.2009 р. Така подібність РІЗ може свідчити про сезонну залежність ефектів СТ і потребує подальшого вивчення.

Існує велика кількість експериментальних і теоретичних робіт, а також аналітичних оглядів, де описано результати дослідження ефектів СТ. Зокрема, у роботі [28] на основі даних густих супутникових GPS-мереж автором відзначено підсилення добового ходу повного електронного вмісту за кілька годин до та після проходження СТ. У роботі [29] за допомогою супутника ШНАМР було розглянуто вплив СТ на зміну концентрації електронів. Виявлено, що більший ефект має саме вечірній термінатор у період мінімуму сонячної активності під час сонцестоянь. Наші результати зимових спостережень добре узгоджуються з результатами [29], хоча ми виявили також істотне збільшення відносних вечірніх амплітуд збурень під час осінніх рівнодень.

6.2.2. Вітрові структури в нижній атмосфері. До генерації АГХ в приземній атмосфері можуть призводити струменеві течії, обтікання гірських масивів вітровими потоками, взаємодія вітру з морями та океанами, рухомі метеорологічні фронти. В роботі [30] підтверджено, що значення, напрямок і висотний градієнт горизонтальної швидкості вітру суттєво впливають на здатність АГХ проникати з тропосфери на іоносферні висоти. Час проходження таких хвиль вгору сильно варіюється – від годин до декількох діб. Горизонтальне зміщення хвильового збурення від

області збудження може сягати тисячі кілометрів. У теоретичному дослідженні [31] автори описали моделі проникнення хвиль, породжених у приземних шарах атмосфери різними джерелами, з періодами близькими до періоду Брента–Вяйсяля на іоносферні висоти. Було отримано наступні результати: групова швидкість – у діапазоні $250 \div 310$ м/с, горизонтальна довжина хвиль – $250 \div 280$ км, а максимальна амплітуда – на висотах $250 \div 350$ км. Такі результати добре узгоджуються з параметрами деяких РІЗ, отриманими під час наших досліджень.

Результати модельних і експериментальних досліджень показали, що СМ АГХ, які спостерігаються на іоносферних висотах, часто поширюються проти вітру [32], тобто існує ефективна вітрова фільтрація атмосферних збурень. Зміна напрямку та/або швидкості горизонтального вітру могла бути відповідальна за модуляцію амплітуди СМ РІЗ, що спостерігалися 14.12.2009 р. та 17.12.2008 р. (див. пункт 5.3).

6.2.3. Генерація вторинних хвиль. Вважається, що більшість АГХ виникає на висотах тропосфери. При цьому їх пов'язують з конвективними рухами та турбулентністю. В свою чергу, такі дрібномасштабні структури можуть призвести до переносу енергії від хвиль меншого масштабу до ВМ хвиль, що поширюються вище [33]. Відомо [34], що навіть у спокійних умовах вторинні хвилі генеруються за рахунок дисипації АГХ на висотах понад 120 км і можуть спричиняти появу ВМ АГХ і РІЗ на іоносферних висотах. Автори [34] розраховували параметри таких вторинних збурень: $T \approx 80$ хв, $\Lambda_h = 2100 \div 2200$ км та $V_h = 480 \div 510$ м/с. Ці значення вказують на ВМ тип РІЗ та добре узгоджуються з отриманими нами в цій роботі. Інші дослідники на основі аналізу температурної зміни верхньої атмосфери в періоди ураганів виявили, що при руйнуванні АГХ на висотах мезосфери відбувається рух повітря та нагрів, що в свою чергу генерує поширення вторинних АГХ [35]. Не виключено, що деякі з виявлених нами РІЗ можуть бути проявом вторинних АГХ, особливо ті, що спостерігалися подалі від моментів проходження СТ (наприклад, 30.03.2006 р. в інтервалі часу 07:00–14:00 UT).

6.2.4. Вплив геомагнітної активності. Попри те, що експерименти були виконані при низькому рівні геомагнітної активності, процеси, що постійно відбуваються в авроральній зоні, можуть

суттєво впливати на стан середньоширотної іоносфери, в тому числі через генерацію та поширення АГХ/РІЗ. Зокрема, в роботі [36] відзначено, що варіації аврорального струменя з періодами $40 \div 80$ хв часто мають місце незалежно від рівня магнітної активності, а отже можуть ефективно генерувати хвильові процеси. В нашій роботі показано, що інтенсивність збурень 14.12.2009 р. була більшою, ніж 17.12.2008 р., що могло бути пов'язано з вищою геомагнітною активністю (табл. 1). Крім того, РІЗ з більшою відносною амплітудою часто спостерігалися у періоди, коли значення $K_p = 3$.

6.3. Сезонні особливості АГХ/РІЗ

У цій роботі показано, що кількість виявлених АГХ/РІЗ має значну залежність від сезону. Було виявлено, що кількість збурень була більшою поблизу зимових сонцестоянь (19 подій) та осінніх рівнодень (14 подій), ніж поблизу весняних рівнодень та літніх сонцестоянь (по 8 подій). За цим параметром наші результати добре узгоджуються з результатами низки експериментальних досліджень, виконаних за допомогою як наземних, так і космічних вимірювальних засобів [2, 3, 19, 37]. Підвищену хвильову активність у зимовий період та її пригнічення влітку можна пояснити принаймні двома причинами.

По перше, такі відмінності можуть бути викликані особливостями загальної циркуляції атмосфери. Взимку, коли температура та тиск в стратосфері та мезосфері зменшуються від низьких широт до високих, під дією градієнту тиску та сили Коріоліса виникає північно-східне переміщення повітря. Влітку, коли температура стратосфери над полюсом перевищує екваторіальну, вітер на висотах $20 \div 70$ км змінює напрямок на південно-західний. Як показано в роботах [1, 38], планетарні хвилі (хвилі Россбі), що мають горизонтальну фазову швидкість, спрямовану на захід, не можуть проникати на більші висоти, коли має місце західне зональне перенесення повітря в стратосфері (влітку). Взимку вони активно поширюються та поглинаються у мезосфері, спричиняючи генерацію вторинних АГХ. Крім того, спрямований від екватора до полюса (меридіональний) термосферний вітер у середніх широтах взимку в денні часи є значно сильнішим, ніж влітку, що сприяє поширенню СМ АГХ на більші висоти за рахунок вітрової фільтрації [6].

По друге, сильний температурний градієнт поблизу мезопаузи у літній період призводить до відбиття СМ АГХ, що поширюються з нижньої атмосфери [37]. Слід зазначити, що в періоди рівнодень відбувається значна перебудова глобальної циркуляції атмосфери, а також суттєво змінюється температурний режим нижньої та середньої атмосфери. Наші результати показують, що все це може як сприяти поширенню АГХ (поблизу осіннього рівнодення), так і пригнічувати його (поблизу весняного рівнодення) на іоносферні висоти (див. табл. 2–5).

6.4. РІЗ іншого походження

Як показано в табл. 2–5, 17% всіх виявлених іоносферних збурень не можна було пов'язати з поширенням АГХ з нижніх висот. Важливо, що такі РІЗ спостерігалися переважно в нічні часи у всі сезони з невеликим збільшенням їх кількості, з 2 до 3, під час сонцестоянь. Це опосередковано вказує на те, що виявлені РІЗ, скоріше за все, були викликані електромагнітними силами. Такого роду нічні збурення було експериментально виявлено в роботах [11, 14, 39], де й описано причину їх генерації. Тут коротко зазначимо, що у нічні часи за рахунок значного зменшення електропровідності в Е-області іоносфери магнітосферні електричні струми, що генеруються в F-області вже не “закорочуються” на Е-область. Вони можуть існувати досить довгий час і призводити до виникнення іоносферних неоднорідностей, у тому числі за рахунок утворення нестійкості Перкінса [40]. Викликані під дією таких полів РІЗ спостерігаються у всі сезони, а сезонні варіації їх появи значною мірою залежать від регіону спостереження [39].

Слід зазначити, що тривалість виконаних нами спостережень є недостатньо великою, що не дозволяє стверджувати про статистичну значимість і повторюваність отриманих результатів. Ми плануємо виконати подальше ретельне дослідження з використанням більшого масиву спостережних даних для підтвердження отриманих у цій роботі результатів та їх порівняння з параметрами РІЗ, отриманими за різних геліогеофізичних умов.

7. Висновки

1. Виконано дослідження хвильових процесів у іоносфері під час низької сонячної активності за магнітоспокійних та слабо збурених умов побли-

зу характерних часових геофізичних періодів (рівнодення та сонцестояння). Виявлено РІЗ в широкому діапазоні періодів $5 \div 125$ хв з відносними амплітудами, що досягали $5 \div 30$ % від фонових значень.

2. Виконаний спектральний аналіз за допомогою адаптивного перетворення Фур'є показав, що найбільшу енергію мали РІЗ з періодами, що лежали в інтервалі $60 \div 120$ хв. На основі додаткової смугової фільтрації даних у піддіапазонах періодів $15 \div 30$ і $30 \div 60$ хв продемонстровано наявність квазіперіодичних процесів в усіх розглянутих інтервалах в усі сезони.

3. Застосування дисперсійного рівняння для АГХ дозволило встановити, що у 83 % випадків (49 подій) виявлені РІЗ, скоріше за все, є проявами АГХ, що поширювалися з менших висот. Виявлено як ВМ, так і СМ збурення у всі сезони. Показано, що кількість зареєстрованих ВМ РІЗ (22 події) була не набагато меншою за кількість спостережуваних СМ РІЗ (27 подій). Продемонстровано, що найбільша кількість РІЗ та максимальні значення їх відносних амплітуд спостерігалися поблизу зимового сонцестояння.

4. Розраховано та оцінено параметри АГХ/РІЗ. Показано, що середні значення параметрів ВМ збурень у піддіапазонах $30 \div 60$ хв (середній період коливань – 45 хв) і $60 \div 120$ хв (середній період коливань – 82 хв) відповідно були наступними: максимальна відносна амплітуда варіацій НР сигналу – 0.14 і 0.20; вертикальна фазова швидкість – 105 і 56 м/с; горизонтальна фазова швидкість – 495 і 473 м/с; вертикальна довжина хвилі – 285 і 282 км; горизонтальна довжина хвилі – 1358 і 2322 км. Середні значення цих параметрів СМ АГХ/РІЗ у піддіапазонах $15 \div 30$ хв (середній період коливань – 22 хв) і $30 \div 60$ хв (середній період коливань – 41 хв) відповідно становили 0.13 і 0.13 (максимальна відносна амплітуда варіацій); 127 і 64 м/с (вертикальна фазова швидкість); 289 і 268 м/с (горизонтальна фазова швидкість); 166 і 157 км (вертикальна довжина хвилі); 403 і 658 км (горизонтальна довжина хвилі).

5. Проаналізовано можливі джерела генерації РІЗ. Встановлено, що як ранковий, так і вечірній термінатор ефективно генерують збурення у різні сезони. Продемонстровано випадки збільшення інтенсивності збурень за умов збільшеної геомагнітної активності. До інших джерел генерації можуть належати вітрові структури у нижній атмос-

фері, а також дисипація АГХ в нижній атмосфері, що призводить до утворення вторинних хвиль.

6. Залежність кількості зареєстрованих збурень від пори року може бути викликана сезонними змінами як загальної циркуляції атмосфери, так і вертикального градієнту температури нейтральних частинок поблизу мезопаузи.

7. Показано, що у 17 % випадків (10 подій) виявлені іоносферні збурення не були викликані поширенням АГХ. Такі РІЗ спостерігалися переважно в нічні часи, скоріш за все, мали електромагнітну природу та реєструвалися у всі сезони з невеликим збільшенням їх кількості у періоди сонцестоянь.

Дослідження виконано в рамках науково-дослідницьких робіт, фінансованих Міністерством освіти і науки України та Національною академією наук України (номери держресстрації 0117U000581, 0117U004133, 0119U101087). Окремі результати пройшли апробацію та обговорювались під час участі К. Д. Аксьонової у конференціях, присвячених моделюванню стану іоносфери: “International Reference Ionosphere 2019 Workshop” (відбулася 2–14 вересня 2019 р. в Університеті імені Фредеріка, м. Нікосія, Кіпр) та “Workshop on NeQuick Ionospheric Electron Density Model: Latest Developments and New Implementations” (відбулася 8–11 жовтня 2019 р. на базі Міжнародного центру теоретичної фізики імені Абдуса Салама, м. Трієст, Італія). Автори висловлюють щире подяку рецензентам, коментарі та зауваження яких дозволили покращити якість цієї статті.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Yiğit E. and Medvedev A. S. Internal wave coupling processes in Earth's atmosphere. *Adv. Space Res.* 2015. Vol. 55, Is. 4. P. 983–1003. DOI: 10.1016/j.asr.2014.11.020
2. Hunsucker R. D. Atmospheric gravity waves generated in the high-latitude ionosphere: A review. *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. Vol. 20, Is. 2. P. 293–315. DOI: 10.1029/RG020i002p00293
3. Hocke, K. and Schlegel K. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances 1982–1995. *Ann. Geophys.* 1996. Vol. 14, Is. 9. P. 917–940. DOI: 10.1007/s00585-996-0917-6
4. Черногор Л. Ф., Панасенко С. В., Фролов В. Л., Домнин И. Ф. Наблюдения волновых возмущений в ионосфере на харьковском радаре некогерентного рассеяния при воздействии на околоземную плазму мощным радиоизлучением. *Изв. вузов. Радиофизика.* 2015. Т. 58, № 2. С. 85–99.

5. Госсард Э. Э., Хук У. Х. *Волны в атмосфере*. Москва: Мир, 1978. 532 с.
6. Miyoshi Y., Jin H., Fujiwara H., and Shinagawa H. Numerical Study of Traveling Ionospheric Disturbances Generated by an Upward Propagating Gravity Wave. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2018. Vol. 123, Is. 3. P. 2141–2155. DOI: 10.1002/2017JA025110
7. Tsugawa T., Saito A., and Otsuka Y. A statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances using the GPS network in Japan. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2004. Vol. 109, Is. A6. id. A0632. DOI: 10.1029/2003JA010302
8. Ding F., Wan W., Liu L., Afraimovich E. L., Voeykov S. V., and Perevalova N. P. A statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances observed by GPS TEC during major magnetic storms over the years 2003–2005. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2008. Vol. 113, Is. A3. id. A00A01. DOI: 10.1029/2008JA013037
9. Jonah O. F., Coster A., Zhang S., Goncharenko L., Erickson P. J., de Paula E. R., and Kherani E. A. TID Observations and Source Analysis During the 2017 Memorial Day Weekend Geomagnetic Storm Over North America. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2018. Vol. 123, Is. 10. P. 8749–8765. DOI: 10.1029/2018JA025367
10. Arras C., Wickert J., Beyerle G., Heise S., Schmidt T., and Jacob C. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation. *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35, Is. 14. id. L14809. DOI: 10.1029/2008GL034158
11. Otsuka Y., Suzuki K., Nakagawa S., Nishioka M., Shiokawa K., and Tsugawa T. GPS observations of medium scale traveling ionospheric disturbances over Europe. *Ann. Geophys.* 2013. Vol. 31, Is. 2. P. 163–172. DOI: 10.5194/angeo-31-163-2013
12. Мисюра В. А., Пахомова О. В., Черногор Л. Ф. Исследование глобальных и крупномасштабных возмущений в ионосфере с помощью сети ионозондов. *Космическая наука и техника*. 1989. № 4. С. 72–75.
13. MacDougall J. W. and Jayachandran P. T. Solar terminator and auroral sources for traveling ionospheric disturbances in the midlatitude F region. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2011. Vol. 73, Is. 17-18. P. 2437–2443. DOI: 10.1016/j.jastp.2011.10.009
14. Otsuka Y., Shiokawa K., Ogawa T., and Wilkinson P. Geomagnetic conjugate observations of medium scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all sky airglow imagers. *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31, Is. 15. id. L15803. DOI: 10.1029/2004GL020262
15. Chisham G., Lester M., Milan S. E., Freeman M. P., Bristow W. A., Grocott A., McWilliams K. A., Ruohoniemi J. M., Yeoman T. K., Dyson P. L., Greenwald R. A., Kikuchi T., Pinnock M., Rash J. P. S., Sato N., Sofko G. J., Villain J.-P., and Walker A. D. M. A decade of the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN): scientific achievements, new techniques and future directions. *Surv. Geophys.* 2007. Vol. 28, Is. 1. P. 33–109. DOI: 10.1007/s10712-007-9017-8
16. Медведев А. В., Ратовский К. Г., Толстиков М. В., Щербаков А. А., Алсаткин С. С. Статистическое исследование характеристик распространения перемещающихся ионосферных возмущений по данным радиофизического комплекса ИСЗФ СО РАН. *Солнечно-земная физика: сб. науч. тр.* Новосибирск: Из-во СО РАН, 2012. Вып. 20 (133). С. 85–91.
17. Nicolls M. J. and Heinselman C. J. Three dimensional measurements of traveling ionospheric disturbances with the Poker Flat Incoherent Scatter Radar. *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34, Is. 21. id. L21104. DOI: 10.1029/2007GL031506
18. Nicolls M. J., Kelley M. C., Coster A. J., González S. A., and Makela J. J. Imaging the structure of a large-scale TID using ISR and TEC data. *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31, Is. 9. id. L09812. DOI: 10.1029/2004GL019797
19. Klausner V., Fagundes P. R., Sahai Y., Wrasse C. M., Pillat V. G., and Becker-Guedes F. Observations of GW/TID oscillations in the F2 layer at low latitude during high and low solar activity, geomagnetic quiet and disturbed periods. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2009. Vol. 114, Is. A2. id. A02313. DOI: 10.1029/2008JA013448
20. Domnin I. F., Chepurnyy Y. M., Emelyanov L. Y., Chernyaev S. V., Kononenko A. F., Kotov D.V., Bogomaz O. V., and Iskra D. A. Kharkiv incoherent scatter facility. *Bulletin of NTU “KhPI”. Series: Radiophysics and Ionosphere*. Kharkiv: NTU “KhPI”, 2014. Is. 47 (1089). P. 28–42.
21. Бурмака В. П., Панасенко С. В., Черногор Л. Ф. Современные методы спектрального анализа квазипериодических процессов в геокосмосе. *Успехи современной радиоэлектроники*. 2007. № 11. С. 3–24.
22. Аксенова Е. Д., Панасенко С. В. Сезонные вариации параметров волновых процессов в ионосфере по данным метода некогерентного рассеяния. *Вестник НТУ “ХПИ”: сб. науч. тр. Серия: Радиофизика и ионосфера*. Харьков: НТУ “ХПИ”, 2016. № 34 (1206). С. 73–77.
23. Аксёнова Е. Д., Панасенко С. В. Проявления волновых процессов в параметрах ионосферной плазмы в период геокосмической бури 1–3 сентября 2016 г. *Радиофізика і радіоастрономія*. 2019. Т. 24, № 1. С. 55–67. DOI: 10.15407/rpra24.01.055
24. Панасенко С. В. Выявление волновых возмущений концентрации электронов в вариациях мощности некогерентно рассеянного сигнала. *Вестник НТУ “ХПИ”: сб. науч. тр. Серия: Радиофизика и ионосфера*. Харьков: НТУ “ХПИ”, 2015. № 37 (1146). С. 13–17.
25. Vadas S. L. and Nicolls M. J. Temporal evolution of neutral, thermospheric winds and plasma response using PFISR measurements of gravity waves. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2009. Vol. 71, Is. 6-7. P. 744–770. DOI: 10.1016/j.jastp.2009.01.011
26. Сомсиков В. М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором. Обзор. *Геомагнетизм и астрономия*. 1991. Т. 31, № 1. С. 1–12.
27. Song Q., Ding F., Wan W., Ning B., Liu L., Zhao B., Li Q., and Zhang R. Statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances generated by the solar terminator over China. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2013. Vol. 118, Is. 7. P. 4583–4593. DOI: 10.1002/jgra.50423
28. Afraimovich E. L. First GPS-TEC evidence for the wave structure excited by the solar terminator. *Earth, Planets Space*. 2008. Vol. 60. P. 895–900. DOI: 10.1186/BF03352843
29. Forbes J. M., Bruinsma S. L., Miyoshi Y., and Fujiwara H. A solar terminator wave in thermosphere neutral densities measured by the CHAMP satellite. *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35, Is. 14. id. L14802. DOI: 10.1029/2008GL034075

30. Ерохин Н. С., Зольникова Н. Н., Михайловская Л. А. Особенности взаимодействия внутренних гравитационных волн с температурно-ветровыми структурами атмосферы при распространении в ионосфере. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2007. Вып. 4, № 2. С. 84–89.
31. Куницын В. Е., Крысанов Б. Ю., Воронцов А. М. Генерация акустико-гравитационных волн различными источниками на поверхности Земли. *Вестник Московского университета. Сер. 3, Физика. Астрономия*. 2015. № 6. С. 112–119.
32. Waldock J. A. and Jones T. B. HF Doppler observations of medium-scale travelling ionospheric disturbances at mid-latitudes. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1986. Vol. 48, Is. 3. P. 245–260. DOI: 10.1016/0021-9169(86)90099-1
33. Кшевецкий С. П., Курдяева Ю. А. Численное исследование влияния акустико-гравитационных волн от источника давления на поверхности Земли на температуру термосферы. *Труды Кольского научного центра РАН. Гелиогеофизика*. 2016. Вып. 2. С. 161–166.
34. Vadas S. L. and Liu H. Generation of large-scale gravity waves and neutral winds in the thermosphere from the dissipation of convectively generated gravity waves. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2009. Vol. 114, Is. A10. id. A10310. DOI: 10.1029/2009JA014108
35. Козак Л. В., Пилипенко С. Г. Изменение температуры верхней атмосферы Земли над ураганами по спутниковым измерениям. *Вісник Астрономічної школи*. 2011. Т. 7, № 1. С. 42–47. DOI: 10.18372/2411-6602.07.1042
36. Panasenko S. V., Goncharenko L. P., Erickson P. J., Aksionova K. D., and Domnin I. F. Traveling ionospheric disturbances observed by Kharkiv and Millstone Hill incoherent scatter radars near vernal equinox and summer solstice. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2018. Vol. 172. P. 10–23. DOI: 10.1016/j.jastp.2018.03.001
37. Bristow W. A., Greenwald R. A., and Villain J. P. On the seasonal dependence of medium-scale atmospheric gravity waves in the upper atmosphere at high latitudes. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 1996. Vol. 101, Is. A7. P. 15685–15699. DOI: 10.1029/96JA01010
38. Онищенко О. Г., Похотелов О. А., Астафьева Н. М. *Планетарные волны в атмосфере. Обзор*. Москва: ИКИ РАН, 2007. 32 с.
39. Kotake N., Otsuka Y., Tsugawa T., Ogawa T., and Saito A. Climatological study of GPS total electron content variations caused by medium scale traveling ionospheric disturbances. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2006. Vol. 111, Is. A4. id. A04306. DOI: 10.1029/2005JA011418.
40. Perkins F. Spread F and ionospheric currents. *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, Is. 1. P. 218–226. DOI: 10.1029/JA078i001p00218
3. HOCKE, K. and SCHLEGEL, K., 1996. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances 1982–1995. *Ann. Geophys.* vol. 14, is. 9, pp. 917–940. DOI: 10.1007/s00585-996-0917-6
4. CHERNOGOR, L. F., PANASENKO, S. V., FROLOV, V. L. and DOMNIN, I. F., 2015. Observations of the Ionospheric Wave Disturbances Using the Kharkov Incoherent Scatter Radar upon RF Heating Near-Earth Plasma. *Radiophys. Quantum Electron.* vol. 58, is. 2, pp. 79–91. DOI: 10.1007/s11141-015-9583-4
5. GOSSARD, E. E. and HOOKE, W. H., 1978. *Waves in the Atmosphere*. Moscow, Russia: Mir Publ. (in Russian).
6. MIYOSHI, Y., JIN, H., FUJIWARA, H. and SHINAGAWA, H., 2018. Numerical Study of Traveling Ionospheric Disturbances Generated by an Upward Propagating Gravity Wave. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 123, is. 3, pp. 2141–2155. DOI: 10.1002/2017JA025110
7. TSUGAWA, T., SAITO, A. and OTSUKA, Y., 2004. A statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances using the GPS network in Japan. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 109, is. A6, id. A0632. DOI: 10.1029/2003JA010302
8. DING, F., WAN, W., LIU, L., AFRAIMOVICH, E. L., VOEYKOV, S. V. and PEREVALOVA, N. P., 2008. A statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances observed by GPS TEC during major magnetic storms over the years 2003–2005. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 113, is. A3, id. A00A01. DOI: 10.1029/2008JA013037
9. JONAH, O. F., COSTER, A., ZHANG, S., GONCHARENKO, L., ERICKSON, P. J., DE PAULA, E. R. and KHERANI, E. A., 2018. TID Observations and Source Analysis During the 2017 Memorial Day Weekend Geomagnetic Storm Over North America. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 123, is. 10, pp. 8749–8765. DOI: 10.1029/2018JA025367
10. ARRAS, C., WICKERT, J., BEYERLE, G., HEISE, S., SCHMIDT, T. and JACOB, C., 2008. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation. *Geophys. Res. Lett.* vol. 35, is. 14, id. L14809. DOI: 10.1029/2008GL034158
11. OTSUKA, Y., SUZUKI, K., NAKAGAWA, S., NISHIOKA, M., SHIOKAWA, K. and TSUGAWA, T., 2013. GPS observations of medium scale traveling ionospheric disturbances over Europe. *Ann. Geophys.* vol. 31, is. 2, pp. 163–172. DOI:10.5194/angeo-31-163-2013
12. MISYURA, V. A., PAKHOMOVA, O. V. and CHERNOGOR, L. F., 1989. Study of global and large-scale disturbances in the ionosphere using a network of ionosondes. *Kosmicheskaya nauka i tekhnika*. no. 4, pp. 72–75. (in Russian)
13. MACDOUGALL, J. W. and JAYACHANDRAN, P. T., 2011. Solar terminator and auroral sources for traveling ionospheric disturbances in the midlatitude F region. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* vol. 73, is. 17-18, pp. 2437–2443. DOI: 10.1016/j.jastp.2011.10.009
14. OTSUKA, Y., SHIOKAWA, K., OGAWA, T. and WILKINSON, P., 2004. Geomagnetic conjugate observations of medium scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all sky airglow imagers. *Geophys. Res. Lett.* vol. 31, is. 15, id. L15803. DOI:10.1029/2004GL020262

REFERENCES

15. CHISHAM, G., LESTER, M., MILAN, S. E., FREEMAN, M. P., BRISTOW, W. A., GROCOTT, A., MCWILLIAMS, K. A., RUOHONIEMI, J. M., YEOMAN, T. K., DYSON, P. L., GREENWALD, R. A., KIKUCHI, T., PINNOCK, M., RASH, J. P. S., SATO, N., SOFKO, G. J., VILLAIN, J.-P. and WALKER, A. D. M., 2007. A decade of the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN): scientific achievements, new techniques and future directions. *Surv. Geophys.* vol. 28, is. 1, pp. 33–109. DOI:10.1007/s10712-007-9017-8
16. MEDVEDEV, A. V., RATOVSKEY, K. G., TOLSTIKOV, M. V., SCHERBAKOV, A. A. and ALSATKIN, S. S., 2012. Statistical study of characteristics of propagation of travelling ionospheric disturbances from the data of ISTP SB RAS radiophysical complex. *Solar-terrestrial physicsis.* Novosibirsk: SB RAS Publ., is. 20, pp. 85–91. (in Russian)
17. NICOLLS, M. J. and HEINSELMAN, C. J., 2007. Three dimensional measurements of traveling ionospheric disturbances with the Poker Flat Incoherent Scatter Radar. *Geophys. Res. Lett.* vol. 34, is. 21, id. L21104. DOI:10.1029/2007GL031506
18. NICOLLS, M. J., KELLEY, M. C., COSTER, A. J., GONZÁLEZ, S. A. and MAKELA, J. J. Imaging the structure of a large-scale TID using ISR and TEC data. *Geophys. Res. Lett.* 2004. vol. 31, is. 9, id. L09812. DOI: 10.1029/2004GL019797
19. KLAUSNER, V., FAGUNDES, P. R., SAHAI, Y., WRASSE, C. M., PILLAT, V. G. and BECKER-GUEDES, F., 2009. Observations of GW/TID oscillations in the F2 layer at low latitude during high and low solar activity, geomagnetic quiet and disturbed periods. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 114, is. A2, id. A02313. DOI: 10.1029/2008JA013448
20. DOMNIN, I. F., CHEPURNYI, Y. M., EMELYANOV, L. Y., CHERNYAEV, S. V., KONONENKO, A. F., KOTOV, D. V., BOGOMAZ, O. V. and ISKRA, D. A., 2014. Kharkiv incoherent scatter facility. *Bulletin of NTU “KhPI”. Series: Radiophysics and Ionosphere.* Kharkiv: NTU “KhPI”, is. 47 (1089), pp. 28–42.
21. BURMAKA, V. P., PANASENKO, S. V. and CHERNOGOR, L. F., 2007. Modern techniques for Spectral Analysis of Quasi-Periodic Variations in the Geospace Environment. *Uspekhi Sovremennoi Radioelektroniki.* is. 11, pp. 3–24. (in Russian).
22. AKSONOVA, K. D. and PANASENKO, S. V., 2016. Seasonal variations in the parameters of wave processes in the ionosphere according to the method of incoherent scattering. *Bulletin of NTU “KhPI”. Series: Radiophysics and Ionosphere.* Kharkiv: NTU “KhPI”, is. 34 (1206), pp. 73–77. (in Russian).
23. AKSONOVA, K. D. and PANASENKO, S. V., 2019. Manifestations of wave processes in ionospheric plasma parameters during the geospace storm on 1–3 September, 2016. *Radio phys. radio astron.* vol. 24, is. 1, pp. 55–67. DOI: 10.15407/rpra24.01.055. (in Russian)
24. PANASENKO, S. V., 2015. Detection of wave disturbances of electron density in power variations of incoherent scatter signal. *Bulletin of NTU “KhPI”. Series: Radiophysics and Ionosphere.* Kharkiv: NTU “KhPI”, is. 37 (1146), pp. 13–17. (in Russian).
25. VADAS, S. L. and NICOLLS, M. J., 2009. Temporal evolution of neutral, thermospheric winds and plasma response using PFISR measurements of gravity waves. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* vol. 71, is. 6-7, pp. 744–770. DOI: 10.1016/j.jastp.2009.01.011
26. SOMSIKOV, V. M., 1991. Waves in the atmosphere caused by the solar terminator. A review. *Geomagnetizm i Aeronomiya.* vol. 31, is. 1, pp. 1–12. (in Russian).
27. SONG, Q., DING, F., WAN, W., NING, B., LIU, L., ZHAO, B., LI, Q. and ZHANG, R., 2013. Statistical study of large-scale traveling ionospheric disturbances generated by the solar terminator over China. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 118, is. 7, pp. 4583–4593. DOI: 10.1002/jgra.50423
28. AFRAIMOVICH, E. L., 2008. First GPS-TEC evidence for the wave structure excited by the solar terminator. *Earth, Planets Space.* vol. 60, pp. 895–900. DOI: 10.1186/BF03352843
29. FORBES, J. M., BRUINSMA, S. L., MIYOSHI, Y. and FUJIWARA, H., 2008. A solar terminator wave in thermosphere neutral densities measured by the CHAMP satellite. *Geophys. Res. Lett.* vol. 35, is. 14, id. L14802. DOI: 10.1029/2008GL034075
30. EROKHIN, N. S., ZOLNIKOVA, N. N. and MIKHAILOVSKAYA, L. A., 2007. Features of the interaction of internal gravitational waves with temperature-wind structures of the atmosphere during propagation into the ionosphere. *Modern problems of Remote sensing of the Earth from Space.* vol 4, is. 2, pp. 84–89. (in Russian).
31. KUNITSYN, V. E., KRYSANOV, B. Y. and VORONTSOV, A. M., 2015. Acoustic-gravity waves in the Earth's atmosphere generated by surface sources. *Moscow Univ. Phys.* vol. 70, is. 6, pp. 541–548. DOI: 10.3103/S0027134915060120
32. WALDOCK, J. A. and JONES, T. B., 1986. HF Doppler observations of medium-scale travelling ionospheric disturbances at mid-latitudes. *J. Atmos. Terr. Phys.* vol. 48, is. 3, pp. 245–260. DOI: 10.1016/0021-9169(86)90099-1
33. KSHEVETSKII, S. P. and KURDYAEVA, Y. A., 2016. The numerical study of impact of acoustic-gravity waves from a pressure source on the Earth's surface on the thermosphere temperature. *Transactions Kola Science Center. Heliogeophysics.* series 2, pp. 161–166. (in Russian).
34. VADAS, S. L. and LIU, H., 2009. Generation of large-scale gravity waves and neutral winds in the thermosphere from the dissipation of convectively generated gravity waves. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 114, is. A10, id. A10310. DOI: 10.1029/2009JA014108
35. KOZAK, L. V. and PYLYPENKO, S. G., 2011. Temperature changes of the Earth upper atmosphere over storms from satellite measurements. *Astronomical School's Report.* vol. 7, is. 1, pp. 42–47. DOI: 10.18372/2411-6602.07.1042
36. PANASENKO, S. V., GONCHARENKO, L. P., ERICKSON, P. J., AKSONOVA, K. D. and DOMNIN, I. F., 2018. Traveling ionospheric disturbances observed by Kharkiv and Millstone Hill incoherent scatter radars near vernal equinox and summer solstice. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* vol. 172, pp. 10–23. DOI: 10.1016/j.jastp.2018.03.001
37. BRISTOW, W. A., GREENWALD, R. A. and VILLAIN, J. P., 1996. On the seasonal dependence of medium-scale atmo-

- spheric gravity waves in the upper atmosphere at high latitudes. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 101, is. A7, pp. 15685–15699. DOI: 10.1029/96JA01010
38. ONISHCHENKO, O. G., POKHOTILOV, O. A. and ASTAFIEVA, N. M., 2007. *Planetary waves in the atmosphere. Overview*. Moscow, Russia: IKI RAN Publ. (in Russian).
39. KOTAKE, N., OTSUKA, Y., TSUGAWA, T., OGAWA, T. and SAITO, A., 2006. Climatological study of GPS total electron content variations caused by medium scale traveling ionospheric disturbances. *J. Geophys. Res. Space Phys.* vol. 111, is. A4, id. A04306. DOI: 10.1029/2005JA011418
40. PERKINS, F., 1973. Spread *F* and ionospheric currents. *J. Geophys. Res.* vol. 78, is. 1, pp. 218–226. DOI: 10.1029/JA078i001p00218

E. D. Aksonova^{1,2} and *S. V. Panasenko*²

¹Institute of Radio Astronomy,
National Academy of Sciences of Ukraine,
4, Mystetstv St., Kharkiv, 61002, Ukraine

²Institute of Ionosphere, National Academy of Sciences
of Ukraine and Ministry of Education and Science of Ukraine,
16, Kyrpychov St., Kharkiv, 61001, Ukraine

PREDOMINANT TRAVELING IONOSPHERIC
DISTURBANCES OVER EASTERN EUROPE
DURING LOW LEVELS OF SOLAR
AND GEOMAGNETIC ACTIVITIES
USING INCOHERENT SCATTER RADAR DATA

Purpose: Detection of wave processes of various temporal and spatial scales in the mid-latitude ionosphere over the Eastern Europe near the characteristic geophysical time periods (equinoxes and solstices) during magnetically quiet and weakly disturbed conditions at low solar activity; estimation and calculation of traveling ionospheric disturbances (TIDs) characteristics based on the analysis of variations in the incoherent scatter radar signal power corresponding to electron density disturbances; analysis of TIDs generation sources.

Design/methodology/approach: The time dependences of the incoherent scattering signal power were processed, and further bandpass filtering of data in various ranges of periods dominant modes was made. To remove slow signal variations (trend) and fast oscillations which may be caused by noise, the initial time series were passed through a digital filter with the wide bandwidth of 5–125 min. The spectral analysis was further made to localize the predominant oscillations on the time and period axes. Further, this range was divided into three subranges: 15–30, 30–60 and 60–120 min. For each of these subranges, the dominant TIDs were determined and their characteristics were estimated. Vertical components of phase velocity and disturbance wavelength were determined by the cross-correlation analysis, and their horizontal components were evaluated using the dispersion equation for acoustic-gravity waves (AGWs).

Findings: Large and medium-scale TIDs were identified at altitudes from 100 to 400 km. The spectral analysis showed that for all the seasons the predominant quasi-periodic disturbances with periods within 60 to 120 min had the highest energy. The TIDs with periods within 15 to 120 min lasted from 2 to 10 h.

We identified 59 TIDs in total. Most of them (49 events) were most likely associated with the AGW propagating upward (their sources were located at lower heights). The average values of large-scale perturbations in the subranges of 30–60 min (the average oscillation period being 45 min) and of 60–120 min (82 min): the maximum relative amplitude of variations – 0.14 and 0.20, respectively; the vertical phase velocity – 105 and 56 m/s; the horizontal phase velocity – 495 and 473 m/s; the vertical wavelength – 285 and 282 km; the horizontal wavelength – 1358 and 2322 km. The average values of these parameters for the medium-scale AGWs/TIDs in the subranges of 15–30 min (the average period being 22 min) and of 30–60 min (41 min) were respectively 0.13 and 0.13; 127 and 64 m/s; 289 and 268 m/s; 166 and 157 km; 403 and 658 km. It has been demonstrated that the largest number of TIDs is observed near the winter solstices and autumn equinoxes.

Conclusions: As a result of a long-term systematic monitoring of the ionosphere state with the Kharkiv incoherent scatter radar, the characteristics of TIDs being observed in the periods close to equinoxes and solstices at low levels of solar and geomagnetic activities have been determined. The presence of large-scale TIDs even under magnetically quiet conditions is proved. The plausible sources of the detected TIDs are discussed. The results obtained will improve the knowledge of the mid-latitude TIDs characteristics, as well as contribute to improvement of the global and regional models of the ionosphere.

Key words: traveling ionospheric disturbances, magnetically quiet conditions, low solar activity, incoherent scatter radar, spectral and cross-correlation analysis, bandpass filtering, wave process characteristics

E. Д. Аксьонова^{1,2}, *С. В. Панасенко*²

¹Радиоастрономический институт НАН Украины,
ул. Мыстэцтв, 4, г. Харьков, 61002, Украина

²Институт ионосферы НАН и МОН Украины,
ул. Кирпичова, 16, г. Харьков, 61001, Украина

ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ ПЕРЕМЕЩАЮЩИЕСЯ
ИОНОСФЕРНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ
НАД ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПОЙ ПРИ НИЗКИХ
УРОВНЯХ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ
АКТИВНОСТЕЙ ПО ДАННЫМ РАДАРА
НЕКОГЕРЕНТНОГО РАССЕЯНИЯ

Предмет и цель работы: Выявление волновых процессов различных временных и пространственных масштабов в среднеширотной ионосфере над Восточной Европой вблизи характерных геофизических временных периодов (равноденствий и солнцестояний) в магнитоспокойных и слабо возмущенных условиях при низкой солнечной активности; оценка и расчет характеристик перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) на основе анализа вариаций мощности некогерентно рассеянного сигнала, соответствующих возмущениям концентрации электронов; анализ источников генерации ПИВ.

Методы и методология: Проведена обработка временных зависимостей мощности некогерентно рассеянного сигнала с последующей полосовой фильтрацией данных в различных

діапазонах періодов преобладаючих коливаний. Для удалення медленних варіацій сигналу (тренда) і швидких осциляцій, які можуть бути викликані впливом шуму, початкові часові ряди пропускались через цифровий фільтр з широким діапазоном пропускання $5 \div 125$ мин з наступним застосуванням спектрального аналізу для локалізації преобладаючих коливаний на осях часу і періодів. Далі виділялись три піддіапазони: $15 \div 30$, $30 \div 60$ і $60 \div 120$ мин. Для кожного піддіапазону визначались преобладаючі ПІВ і оцінювались їх характеристики. Вертикальні складові фазової швидкості і довжини хвилі збурень знаходились методом кросс-кореляційного аналізу, а їх горизонтальні компоненти оцінювались з використанням дисперсійного рівняння для акустико-гравітаційних хвиль (АГВ).

Результати: Виявлені крупномасштабні і середномасштабні ПІВ на висотах $100 \div 400$ км. Спектральний аналіз показав, що для всіх сезонів найбільшу енергію серед преобладаючих квазіперіодических збурень мали те, що потрапили в інтервал періодів від 60 до 120 мин. ПІВ з періодами $15 \div 120$ мин мали тривалість від 2 до 10 ч. Всього зареєстровано 59 ПІВ, більша частина яких (49 подій), скоріше за все, була проявом АГВ, розповсюджувалась знизу вгору (їх джерела розташовані на більш низьких висотах). Отримані середні значення параметрів крупномасштабних збурень в піддіапазонах $30 \div 60$ мин (середній період коливаний – 45 мин) і $60 \div 120$ мин (82 мин): максимальна відносна амплітуда варіацій – 0.14 і 0.20 відповідно; вертикальна

фазова швидкість – 105 і 56 м/с; горизонтальна фазова швидкість – 495 і 473 м/с; вертикальна довжина хвилі – 285 і 282 км; горизонтальна довжина хвилі – 1358 і 2322 км. Середні значення цих параметрів середномасштабних АГВ/ПІВ в піддіапазонах $15 \div 30$ мин (середній період – 22 мин) і $30 \div 60$ мин (41 мин) становили відповідно 0.13 і 0.13; 127 і 64 м/с; 289 і 268 м/с; 166 і 157 км; 403 і 658 км. Продемонстровано, що найбільше кількість ПІВ спостерігалось поблизу зимнього сонцестояння і осіннього рівнодення.

Висновок: В результаті багаторічного систематичного моніторингу стану іоносфери з використанням харківського радару некогерентного розсіяння визначені характеристики ПІВ, спостережених в періоди, близькі до рівнодення і сонцестояння, при низьких рівнях сонячної і геомагнітної активностей. Доведено наявність крупномасштабних ПІВ навіть в магнітоспокойних умовах. Обговорені найбільш ймовірні джерела виявлених ПІВ. Отримані результати дозволяють уточнити знання про характеристики середньширотних ПІВ, а також будуть сприяти удосконаленню глобальних і регіональних моделей іоносфери.

Ключові слова: переміщувані іоносферні збурення, магнітоспокойні умови, низька сонячна активність, радар некогерентного розсіяння, спектральний і кросс-кореляційний аналіз, полосова фільтрація, характеристики хвильових процесів

Стаття надійшла до редакції 18.12.2019